TITUS MURARIU

GEOCHIMIA PEGMATITELOR DIN ROMÂNIA

EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE

Scanned with OKEN Scanner

549.6 : 552 . 322 (498)

TITUS MURARIU

GEOCHIMIA PEGMATITELOR DIN ROMÂNIA

Scanned with OKEN Scanner

Copyright © Editura Academiei Române, 2001.
Toate drepturile asupra acestei ediții sunt rezervate editurii.

Adresa: EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE
Calea 13 Septembrie nr. 13, sector 5
P.O.Box 5 – 42, RO-76117
București, România
Tel.: 401-411 90 08; 401-410 32 00
Fax 401-410 39 83
E-mail: edacad@ear.ro
Internet: http://www.ear.ro

Redactor: OLGA STOIAN
Tehnoredactare computerizată: SILVIA DEOCLEȚIAN,
MAGDA JINDICEANU
Coperta: GIGI GAVRILĂ

Bun de tipar: 15. 01. 2001. Format: 16/70 × 100.
Coli de tipar: 22,25 + 4 planșe.
C.Z. pentru biblioteci mari: 543.6:552.322 (498)
552.3 (498): 550. 4

ISBN: 973 - 27 - 0806 - 9

Imprimat în România

Scanned with OKEN Scanner

CUPRINS

Prefață 7

Cuvânt înainte 9

1. CADRUL GEOLOGIC AL PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE 11

1.1. Principalele ocurențe pegmatitice ale provinciei Carpatice 11
1.1.1. Subprovincia pegmatitică Preluca 11
1.1.2. Subprovincia pegmatitică Rodna 17
1.1.3. Subprovincia pegmatitică Getică 20
1.1.4. Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare 36
1.1.5. Pegmatitele din Munții Plopiș 40
1.1.6. Pegmatitele din Măgura Șimleului 41
1.1.7. Pegmatitele cristalinului Buziaș 41
1.1.8. Pegmatitele intruziunilor de Codru 41

1.2. Considerații geochimice asupra metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice 42
1.2.1. Paragnaisele 42
1.2.2. Micașisturile 45
1.2.3. Amfibolitele 47

2. GEOCHIMIA PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE 69

2.1. Pegmatitele feldspatice și pegmatitele micafere 69
2.2. Pegmatitele cu metale rare 76
2.2.1. Pegmatitele albit - spodumenice 77
2.2.2. Pegmatitele cu beril 82
2.3. Pegmatitele argilizate 85
2.4. Pegmatitele grafice 85
2.4.1. Concreșterile dintre cuarț și feldspați 85
2.4.2. Concreșterile dintre cuarț și granați 88

3. GEOCHIMIA MINERALELOR 90

3.1. Geochimia elementelor majore 90
3.1.1. Cuarțul 90
3.1.2. Feldspații 91
3.1.3. Micele 113
3.1.4. Granații 158
3.1.5. Turmalina 179
3.1.6. Spodumenul 197

Scanned with OKEN Scanner

3.1.7. Berilul 199
3.1.8. Seria columbit - tantalit 202
3.1.9. Rutilul 206
3.1.10. Montebrasitul 207
3.1.11. Amfibolii 208
3.2. Geochimia elementelor minore 211

4. GEOTERMOMETRIA PROVINCIEI PEGMATITICE CARPATICE 269

4.1. Geotermometrul bifeldspatic 269
4.2. Diagrama de fază muscovit - paragonit 274
4.3. Geotermometrul echilibrului granat + biotit 279
4.4. Gazotermometrul bazat pe corelația dintre valoarea (Fe + Mg) din biotit în funcție de fO_2 și temperatură 281
4.5. Conținutul de scandiu din biotit 283
4.6. Conținutul de litiu din biotit 286
4.7. Geotermometrul de schimb granat + amfibol 287

5. CLASIFICAREA ȘI PARTICULARITĂȚILE GEOCHIMICE ALE PEGMATITOGENEZEI PROVINCIEI CARPATICE 292

5.1. Clasificarea pegmatitelor provinciei Carpatice 292
5.2. Particularitățile geochimice ale pegmatitogenezei provinciei Carpatice 296

6. CONSIDERAȚII GEOCHIMICE PRIVIND POTENȚIALUL METALOGENETIC PENTRU METALE RARE AL PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE 303

6.1. Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din pegmatite ca indicator metalogenetic 303
6.2. Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din mineralele potasice ale pegmatitelor ca indicator metalogenetic 305
6.3. Valoarea $(Li/Mg)x10^3$ din biotit ca indicator metalogenetic 305
6.4. Valoarea Al_{IV} și Al_{VI} din muscovit ca indicator metalogenetic 308
6.5. Turmalina din pegmatite ca indicator metalogenetic 309
6.6. Litiul, rubidiul și temperatura de cristalizare a muscovitului ca indicatori metalogenetici 311
6.7. Corelația Li : $(Al_{VI} + Al_{IV})$ din muscovit ca indicator metalogenetic 312
6.8. Granații din pegmatite ca indicator metalogenetic 313

Bibliografie 317

Abstract 345

Contents 355

Scanned with OKEN Scanner

PREFAȚĂ

Cercetarea geochimică în România a avut norocul de a fi inițiată de un mare profesor al Universității „Al. I. Cuza" din Iași, academicianul Mircea Savul, și sprijinită de alte două personalități marcante ale Geoștiințelor, academicienii Virgil Ianovici și Dan Giușcă, aflați la conducerea Geologiei românești în anii 1960-1980.

În cadrul eforturilor de a promova știința geochimică a funcționat, un număr de ani, o secție de Geochimie pe lângă Universitatea din Iași, iar unul dintre absolvenții acestei secții, elev al profesorului Mircea Savul, a fost Titus Murariu, autorul prezentei lucrări.

Cercetător științific în cadrul secției de Geochimie din Iași a Institutului Geologic, apoi șef de lucrări, conferențiar și actualmente profesor la Universitatea „Al. I. Cuza", Domnia sa și-a început specializarea cu teza de doctorat în studiul pegmatitelor. Experiența de peste 30 de ani în acest domeniu i-a dat posibilitatea să poată înmănunchia într-o amplă sinteză multitudinea de date geochimice, existente în prezent, privitoare la pegmatitele din România. Accentul pus pe latura geochimică a studiului pegmatitelor a corespuns cu excelenta sa specializare în domeniul geochimic al fenomenelor geologice.

Trecută printr-o ușoară perioadă de eclipsă, imediat după 1970 (un profesor german îmi spunea pe atunci că se cheltuesc prea mulți bani pentru această direcție de cercetare!), Geochimia și-a recâștigat între timp locul care i se cuvine ca știință egală în drepturi cu Geologia și Geofizica, constituind împreună triada Geoștiințelor *sau* Științelor geonomice, *cu profunde condiționări și influențe reciproce.*

Lucrarea, prezentată astăzi specialiștilor cercetători științifici și cadre didactice superioare, nu este o simplă compilație a datelor existente, ci o interpretare sau reinterpretare a acestora printr-o grilă *unitară. Dacă referitor la cadrul geologic ce descrie principalele ocurențe de pegmatite, capitol desigur absolut necesar, nu se aduc*

Scanned with OKEN Scanner

de fapt date noi, o dată cu considerațiile geochimice asupra metamorfitelor-gazdă intrăm într-un domeniu în care aportul original al autorului este vizibil. Capitolele referitoare la geochimia globală a rocilor pegmatititce şi la geochimia mineralelor constituente reprezintă, de fapt, nucleul cărții, partea sa principală. Aceste capitole sunt completate sugestiv cu unul privitor la geotermometrie; aparent, determinarea temperaturii de formare n-ar avea legătură cu subiectul, dar, având în vedere că această determinare a unui parametru fizic se face prin metode exclusiv geochimice, prezența capitolului este pe deplin justificată. Ultimul capitol abordează o serie de criterii geochimice utilizate în aprecierea potențialului metalogenetic al pegmatitelor din România pentru metale rare.

Cartea va fi deosebit de utilă nu numai geochimiştilor, ci şi tuturor specialiştilor în ştiințele Terrei. O recomandăm cu căldură.

Acad. Radu Dimitrescu

Scanned with OKEN Scanner

Dascălilor mei

CUVÂNT ÎNAINTE

Semnificația petrometalo-genetică deosebită a pegmatitelor (rocă şi minereu), precum şi importanța economică a acestora au crescut într-un mod spectaculos şi în țara noastră. În acest sens, numeroşi geologi, cercetători ai masivelor cristaline din Carpații Româneşti, au studiat în decursul timpului, sub o formă mai simplă sau mai detaliată, şi pegmatitele de compoziție granitică asociate diferențiatelor mezometamorfice proterozoice ale seriilor (litogrupuri – după Balintoni, 1997): Baia de Arieş, Rebra, Someş, Sebeş-Lotru. La realizarea nivelului actual de cunoştințe, referitoare la pegmatitele din România, un rol important l-au avut concepțiile asupra genezei pegmatitelor, cercetările mineralogice, geochimice şi geotermometrice, precum şi prospecțiunile geologice cu caracter sistematic.

Concepțiile asupra genezei pegmatitelor. În acest sens, sunt demne de menționat lucrările cercetătorilor care au la bază: ipoteza originii magmatice a pegmatitelor (Rotman, 1931; Vendl, 1932; Superceanu, 1957; Grosu şi Angelescu, 1960; Pomârleanu şi colab., 1967; Diaconu şi colab., 1976) şi ipoteza genezei metamorfice, prezentată pentru prima dată de Ghika-Budeşti (1934), sprijinită şi reluată apoi, sub diferite aspecte, de un număr impresionant de cercetători: Gherasi (1937), Şeclăman (1972), Murariu şi Alexandrina Barbu (1974), Bercia (1975), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976), Savu (1977), Murariu (1979), Mârza (1980), Gridan (1981), Teodosia Mânecan (1985), Hann (1987), Săbău şi colab. (1987), Ungureanu şi Murariu (1981), Murariu şi Gandrabura (1992-1993, 1995), Murariu şi colab. (1990, 1997, 1998 a, 1999 a) etc.

Cu toate că aceste cercetări au interpretat în mod fundamental diferit pegmatitogeneza, fiecare lucrare reprezintă, însă, un pas esențial spre elucidarea realității.

Cercetările mineralogice şi geochimice. Aceste cercetări evidențiază contribuțiile valoroase aduse în decursul timpului la cunoaşterea pegmatitelor, precum şi a mineralelor constituente: Metta (1930), Ianovici (1939), Stoicovici şi colab. (1957), Superceanu (1957), Lidia Mânzăraru-Jude (1968), Maieru şi colab. (1968), Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968, 1980), Aurelia Movileanu şi Pomârleanu (1972), Pomârleanu şi Murariu (1970, 1975), Stama şi Apostoloiu

Scanned with OKEN Scanner

(1972), Kalmár (1973, 1996), Mârza şi colab. (1973, 1988), Murariu şi Alexandrina Barbu (1974), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976), Murariu (1979; 1980; 1983; 1988; 1992-1993 a, b; 1994-1995 a, b; 1995 a, b; 1999), Murariu şi Alla Zămârcă (1979, 1982), Murariu şi colab. (1988; 1990; 1997; 1998 a, b; 1999 a, b, c, d), Mârza (1977, 1985), Teodosia Mânecan (1985), Strusievicz şi Elisabeta Strusievicz (1985), Hann (1987), Săbău şi colab. (1987), Ungureanu şi Murariu (1991), Murariu şi Gandrabura (1992-1993, 1995), Murariu şi Şabliovschi (1985, 1995), Murariu şi Delia Potolincă (1996), Murariu şi Alexandrina Murariu (1997), Stumbea (1994, 1994-1995, 1996-1997, 1998), Lang şi colab. (1997).

Rezultatele acestor cercetări au condus, printre aspectele mineralogice şi geochimice, şi la identificarea şi descrierea pentru prima dată în pegmatitele din ţara noastră a unor minerale de metale rare: spodumen, columbit-tantalit, ambligonit-montebrasit, tavorit, trifilin-litiofilit etc.

Cercetările geotermometrice. Aceste cercetări au stabilit temperatura de cristalizare a unor minerale pegmatitice, precum şi a rocilor metamorfice în care acestea se dispun: Pomârleanu (1969, 1971), Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968, 1977), Lidia Mânzăraru-Jude (1968), Pomârleanu şi Lidia Mânzăraru-Jude (1970), Pomârleanu şi Murariu (1970, 1975), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976), Murariu şi Vanghelie (1978, 1981), Mârza şi colab. (1988), Murariu (1979, 1994-1995, 1995), Kalmár (1994), Murariu şi colab. (1990, 1997, 1998 a, 1999 a), Ungureanu şi Murariu (1991), Radu şi colab. (1997), Stumbea (1998) etc.

Autorii menţionaţi au utilizat în cercetările geotermometrice atât metodele clasice (omogenizare şi decrepitare), cât şi o serie de geotermometre bazate pe criterii geochimice.

Prospecţiunile geologice cu caracter sistematic. Au fost efectuate de o serie întreagă de geologi din cadrul fostelor instituţii şi întreprinderi: I.G.G. şi I.P.G.G. Bucureşti, I.P.E.G. „Argeş" – Piteşti, I.P.E.G. „Maramureş" – Baia Mare etc. (Avramescu, 1961; Focşa, Felicia Focşa, Ignat, 1965; Câmpeanu şi Nadia Câmpeanu, 1966; Andrei, 1967; Hârtopanu şi colab., 1969; Trifulescu şi colab., 1972; Andrei şi colab., 1973; Constantinescu, 1972, 1973, 1974; Gherasi şi colab., 1974; Pomârleanu şi colab., 1974, 1975; Iosof şi colab., 1975; Constantinescu şi colab., 1976; Apostoloiu şi Arion, 1981; Pitropov şi colab., 1981; Gheorghiu şi colab., 1981; Arion şi Stoian, 1986 etc.).

Toate aceste aspecte scot în evidenţă faptul că cercetarea sistematică a pegmatitelor din ţara noastră a condus atât la concluzii teoretice, cât şi de ordin economic.

O parte din cercetări precum şi publicarea lucrării s-au realizat cu suportul material al Grantului nr. 39698, tip C (CNCSIS – Bucureşti).

AUTORUL

Scanned with OKEN Scanner

1. CADRUL GEOLOGIC AL PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE

În acest capitol se prezintă principalele zone cu mobilizări pegmatitice din România, incluse de Mârza (1980) în Provincia Pegmatitică Carpatică (PPC). Pe baza observațiilor de teren și de laborator, precum și a unor date din literatura de specialitate, sunt scoase în evidență forma de zăcământ a pegmatitelor, relațiile cu roca înconjurătoare, dimensiunile pegmatitelor, structura lor internă, compoziția mineralogică, precum și importanța economică a acestora. Aspectele respective sunt însoțite de considerații genetice, precum și de caracterizarea geochimică a rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele cunoscute până în prezent.

1.1. Principalele ocurențe pegmatitice ale provinciei Carpatice

În cadrul provinciei pegmatitice Carpatice din România sunt incluse următoarele subprovincii pegmatitice: Preluca, în nord-estul Transilvaniei, Rodna în Carpații Orientali, Getică în Carpații Meridionali și Gilău-Muntele Mare în Munții Apuseni. În afara acestor subprovincii, trebuie amintite și unele câmpuri și corpuri pegmatitice izolate, de exemplu, câmpurile pegmatitice din Munții Apuseni: zona Mănăstireni, Munții Plopiș și Măgura Șimleului (seria Someș), câmpul pegmatitic din Munții Almajului: seria (litozona) Neamțu, pegmatitele cristalinului Buziaș, corpurile pegmatitice din Munții Făgărașului: seria (sublitogrupul) Cumpăna, pegmatitele granitoidelor Ponesca, Șichevița și altele.

1.1.1. Subprovincia pegmatitică Preluca

Cuprinde pegmatitele situate în masivul cristalin al Prelucii – cel mai întins dintre munții insulari care leagă Carpații Orientali cu Munții Apuseni. În masivul Preluca, pegmatitele au constituit obiectul unor exploatări miniere pentru muscovit încă din secolul trecut. Pegmatitele sunt situate în tot cuprinsul masivului, de preferință în zonele de boltă a anticlinalelor sau pe flancurile efilate ale unor cute

Scanned with OKEN Scanner

izoclinale, în cadrul seriei Răzoare (paragnaise cu almandin şi disten, calcare, dolomite cu tremolit) şi seriei Preluca (paragnaise şi micaşisturi cu staurolit şi disten, roci amfibolice) (Kalmár, 1971, 1972).

Metamorfitele munţilor Preluca au fost încadrate de Rusu şi colab. (1983) în următoarele formaţiuni metamorfice: a) formaţiunea terigenă inferioară (Răzoare – BA_1); b) formaţiunea carbonatică (Măgureni – BA_2); c). formaţiunea amfibolitică (Preluca Nouă – BA_3); d) formaţiunea terigenă superioară (Valea Cavnicului – BA_4), caracteristice litogrupului Baia de Arieş (Balintoni, 1997). Litogrupul Baia de Arieş este polimetamorfic. După Iancu şi Balintoni (1986), primul metamorfism a generat ca minerale index staurolitul şi distenul, cel de-al doilea – sillimanitul, iar cel de-al treilea este puternic retromorf, retrogradând rocile afectate până în zona cloritului a faciesului şisturilor verzi. Culminaţia termică în (M_2) a fost postdeformaţională, iar pegmatitele formate în acest timp pot fi transversale peste foliaţia S_2, adică discordante în raport cu litonii, fără să mai fie penetrate de o nouă foliaţie.

Pegmatitele din cristalinul munţilor Preluca sunt situate mai ales în formaţiunile terigene (Răzoare, Valea Cavnicului), dar şi în formaţiunea amfibolitică Preluca Nouă precum şi în formaţiunea carbonatică Măgureni.

Concentrarea pegmatitelor are loc în două câmpuri: Răzoare (văile Arşiţei, Cufoii, Paltinului, Sunătorii, filonul Ciungi, Groape, Dealul Sasului, Runcuşoare, Pădurea Florichii etc.) în estul insulei cristaline (fig. 1) şi Copalnic-Mănăştur-Buteasa în vest (văile: Pleşii, Domoşei, Oii; Dealul Copalnicului, Preluca Nouă, Remecioara, dealul Ursoi, La Colac, Buboaia etc., fig. 2). Pegmatitele se prezintă sub formă de corpuri filoniene (simple sau ramificate), lenticulare sau neregulate, concordante sau discordante faţă de şistozitatea metamorfitelor-gazdă (fig. 3; Kalmár, 1973). În zona de contact a pegmatitelor cu rocile metamorfice s-au pus în evidenţă fenomene de reacţie skarnică (în calcare cristaline), de pneumatoliză (turmalinizare) şi hidrotermalism (silicifiere) (Mârza, 1985). Dimensiunile corpurilor pegmatitice sunt cuprinse, de obicei, între 10 şi 500 m lungime, excepţional 1350 m (filonul Ciungi - formaţiunea Răzoare), iar grosimea variază între câţiva centimetri şi 10-15 m. Corpurile pegmatitice se grupează fie în *releu* fie unul în prelungirea celuilalt. Uneori continuitatea corpurilor pegmatitice este întreruptă de falii şi decroşări, cu sărituri de câţiva metri, transversale sau oblice faţă de direcţia lor.

În compoziţia mineralogică a pegmatitelor participă cuarţul, feldspaţii potasici (ortoză, microclin), feldspaţii plagioclazi (albit-oligoclaz), muscovitul, biotitul, turmalina, granaţii, apatitul, monazitul, zirconul, orthitul, titanitul.

În condiţii hidrotermale s-au depus: cuarţ, clorit, sulfuri. Pe Valea Domoşei (câmpul pegmatitic Copalnic) şi la Răzoare (formaţiunea Preluca Nouă) la contactul pegmatitelor plagioaplitice cu dolomite cristaline s-a remarcat prezenţa unor zone de brecifiere bentonitizate cu formare de montmorillonit, halloysit, tremolit, actinot, diopsid, sericit, zeoliţi. Bentonitele conservă turmalină, muscovit,

Scanned with OKEN Scanner

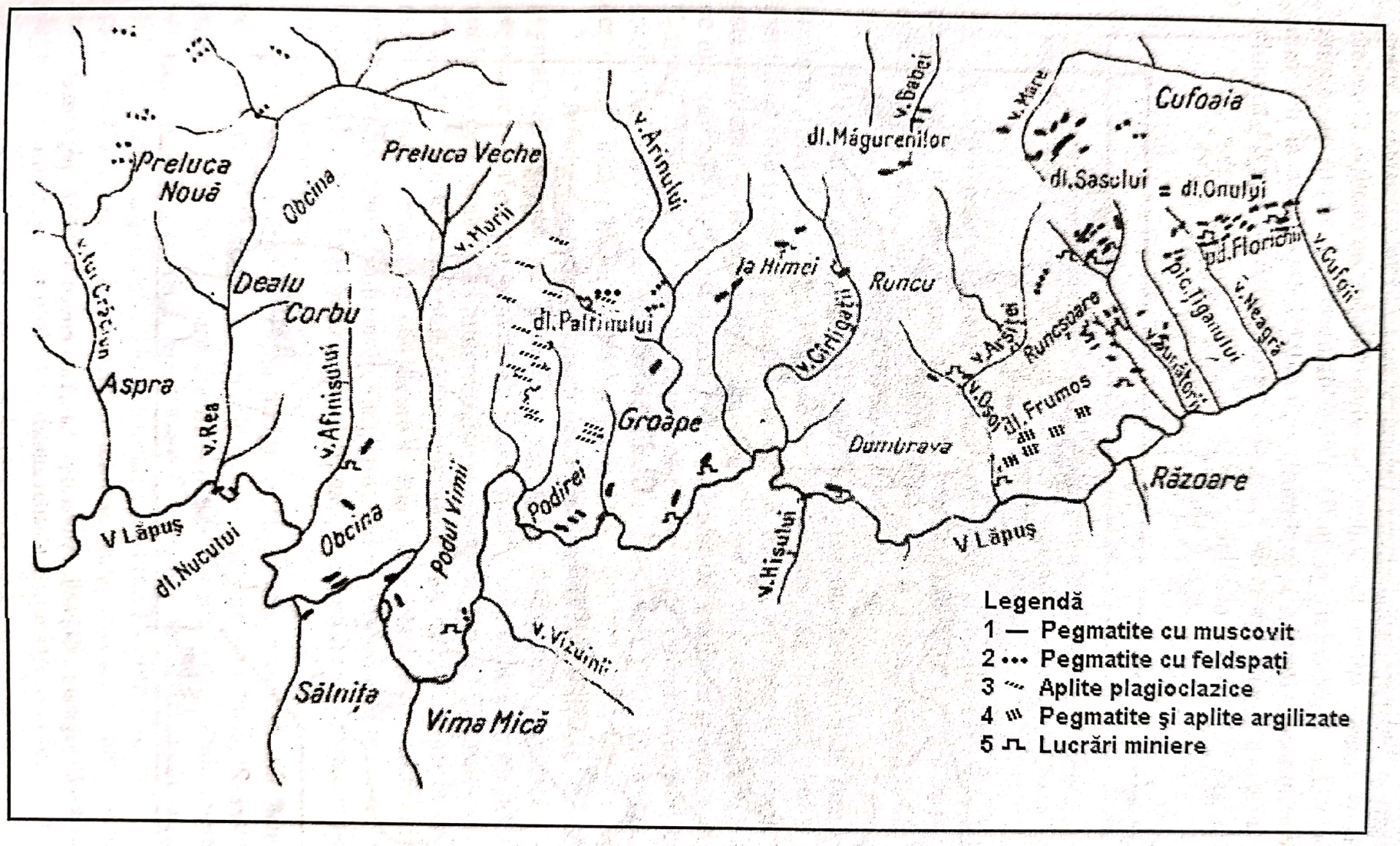


Fig. 1. Localizarea principalelor ocurențe pegmatitice din câmpul Răzoare (Kálmar, 1973).

Scanned with OKEN Scanner

alături de cuarț și feldspați parțial alterați (Mârza și colab., 1966; Giușcă și Anton, 1967; Brana și colab., 1970). Pe Valea Osoiului (câmpul pegmatitic Copalnic, formațiunea Valea Cavnicului) și în Dealul Măgurenilor (câmpul pegmatitic Răzoare, formațiunea Măgureni), la limita pegmatitelor cu calcare și dolomite cristaline, s-a format o zonă redusă de skarn, alcătuită din granați, diopsid, tremolit, flogopit (Mârza, 1985; Kalmár și colab., 1997).

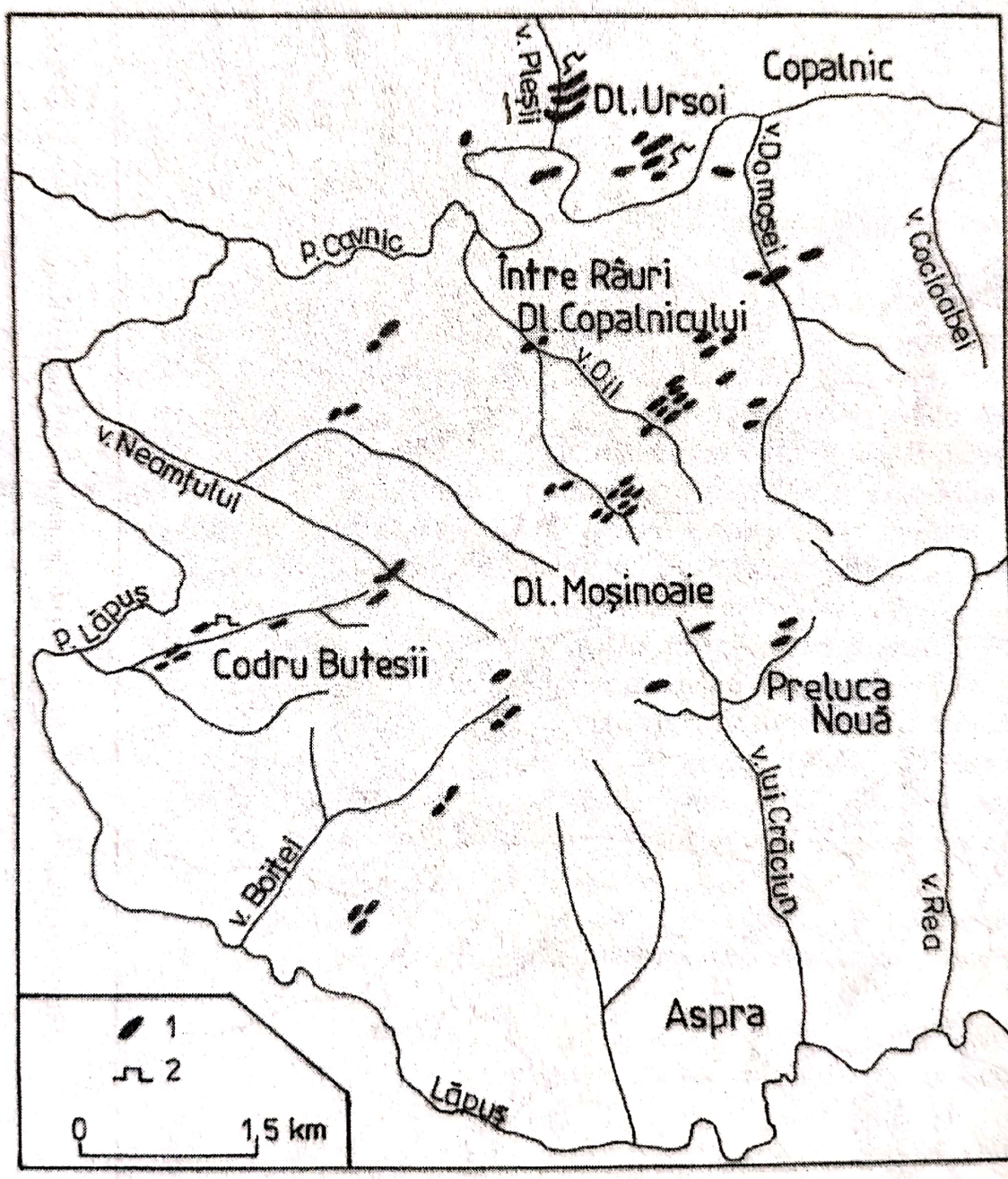


Fig. 2. Câmpul pegmatitic Copalnic (Murariu și Maria Dumitrescu, 1976): *1* - pegmatite; *2* - lucrări miniere.

Scanned with OKEN Scanner

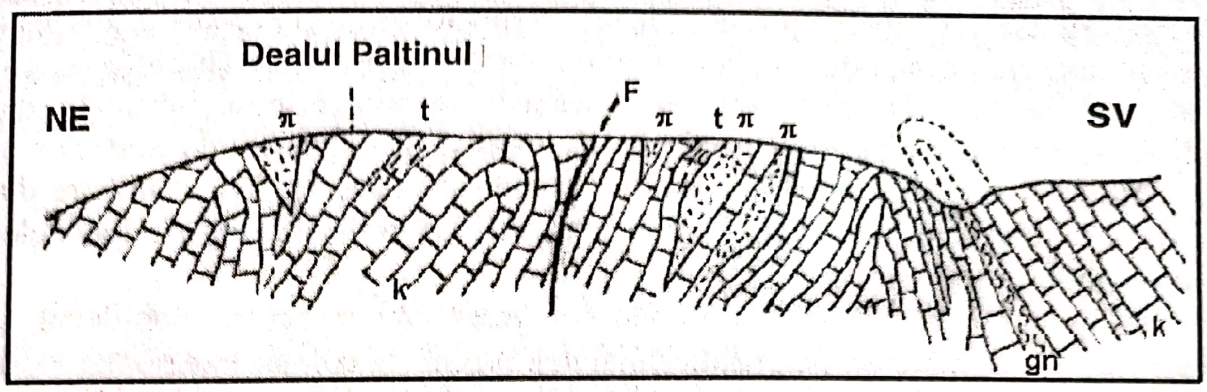


Fig. 3. Lentile pegmatitice cu poziţie concordantă şi discordantă în Dealul Paltinul, formaţiunea Măgurenì – seria Baia de Arieş (munţii Preluca): *k* - calcare şi dolomite cristaline; π - pegmatite; *t* - zone cu tremolit; *gn* - gnaise.

În urma reacţiei dintre fluidul pegmatitic şi rocile carbonat-dolomitice a rezultat sepiolit care conţine 14,27 - 24,3 % MgO şi 13,22 - 21,09 % H_2O^+. Acesta este însoţit de talc, saponit, caolinit, opal etc.(Pop şi Angelescu, 1981; Kalmár şi colab., 1997).

În literatura geologică mai este citată prezenţa danburitului, baddeleytului şi berilului (Stanciu, 1955; Pomârleanu şi Aurelia Movileanu, 1968). Demn de menţionat este faptul că prezenţa unor zone de culoare verzuie în unele pegmatite este datorată cloritizării feldspaţilor şi apatitului şi nu *berilizării*, cum s-a presupus de unii cercetători. Acest aspect este confirmat de analizele spectrale efectuate de Kalmár (1973) pe o serie de probe pegmatitice de culoare verzuie, care indică conţinuturi maxime de numai 40 ppm Be. În acelaşi timp, în aceste probe s-a determinat, însă, până la 2,35% P_2O_5.

În funcţie de prezenţa mineralelor formatoare de pegmatite, în subprovincia pegmatitică Preluca se întâlnesc: pegmatite feldspatice (potasice, sodice) şi pegmatite micafere (muscovitice). Există însă şi pegmatite care nu pot fi atribuite unuia din cele două tipuri mineralogice menţionate, putând fi considerate mixte. În acest sens, menţionăm faptul că prezenţa unor minerale accesorii în cantităţi mai mari, completează această clasificare şi oferă, în acelaşi timp, informaţii preţioase cu privire la gradul de diferenţiere a pegmatitelor. Au fost descrise astfel pegmatite cu turmalină (foto 1) şi pegmatite cu granaţi; acestora li se pot adăuga pegmatitele grafice şi pegmatitele argilizate.

Structura internă a corpurilor pegmatitice este alcătuită din zone, corpuri metasomatice şi fracturi de umplere, ultimele de dimensiuni reduse. Unele pegmatite au structură zonară de tip simetric sau asimetric, altele aparţin tipului structural cu zonare parţială, iar în unele zonarea lipseşte aproape complet (Kalmár, 1973; Pomârleanu şi colab., 1974; Murariu şi Maria Dumitrescu, 1976; Murariu şi colab., 1997). Zona externă a pegmatitelor se caracterizează printr-o îmbogăţire în unele minerale feromegneziene (biotit, turmalină, granaţi) şi prezenţa unui feldspat plagioclaz mai bogat în molecule de anortit. În zona intermediară, dimensiunile

Scanned with OKEN Scanner

mineralelor cresc şi apar frecvent structuri pegmatoide şi în blocuri. Când este prezent, nucleul pegmatitic este constituit din cuarţ masiv cu sau fără muscovit şi feldspaţi (foto 2). Zonarea corpurilor pegmatitice mai este argumentată de: substituţia parţială a unor porţiuni din zonele externe de către soluţiile care provin din părţile interne, distribuţia geochimică a unor elemente majore şi minore din mineralele diverselor zone, variaţia temperaturii de cristalizare a mineralelor zonelor respective.

În corpurile pegmatitice de dimensiuni mari sunt prezente, subordonat, şi fisuri umplute cu minerale pegmatitice mai noi, precum şi corpuri metasomatice, în părţile interne. Astfel, în filonul pegmatitic Ciungi (formaţiunea Răzoare), pe fisuri de ordinul centimetrilor s-au depus: curaţ + muscovit ± granaţi, iar substituţiile au fost remarcate mai ales microscopic.

După Kalmár (1973), pegmatitele din masivul cristalin al Prelucii s-au format prin acţiunea metasomatică a unor soluţii silicatate, bogate în alcalii, asupra unor roci preexistente cuarţo-feldspatice-biotitice sau asupra unor roci carbonatice în zonele de slabă rezistenţă, în bolta şi pe flancurile anticlinalelor, în fracturile rocilor carbonatice sau la limita dintre volume de roci cu comportament tectonic diferit, în decursul a trei faze de cristalizare: aplitică, pegmatitică, hidrotermală. Observaţiile microscopice au stabilit în unele corpuri pegmatitice şi în metamorfitele-gazdă efectele unor transformări retromorfe: cloritizarea biotitului şi a granaţilor, sericitizarea microclinului, transformarea plagioclazului cu formare de epidot, calcit, albit.

Studiul geochimic şi geotermometric al pegmatitelor subprovinciei Preluca, realizat de noi, indică evoluţia comună a pegmatitelor şi a metamorfitelor-gazdă (în special gnaise şi micaşisturi) în timpul proceselor metamorfice. În acest caz, formarea pegmatitelor a avut loc ca urmare a separării şi migrării treptate a unor componente conţinute în masa metamorfitelor, care pot fi considerate atât ca mediu sursă cât şi gazdă pentru pegmatitele de compoziţie simplă. În evoluţia geochimică a procesului pegmatitic, un rol important l-au avut alcalinitatea şi aciditatea fluidului pegmatitic. În acest caz, formarea pegmatitelor din cristalinul munţilor Preluca este rezultatul cristalizării mineralelor din fluide metamorfice, în stadii (etape) succesive, o dată cu schimbarea condiţiilor de *p*H, Eh şi a scăderii temperaturii. Studiul geochimic arată că succesiunea stadiilor de evoluţie a pegmatitogenezei s-a realizat astfel: Na, Ca (I) → K,Na (II) → K (III) → H_2O (IV) → Si (V).

Sub aspectul materiei prime minerale utile, pegmatitele din masivul cristalin al Prelucii fac parte din grupa pegmatitelor micafere şi a pegmatitelor ceramice (feldspatice); cu totul subordonat apar uneori şi filoane de cuarţ de natură pegmatitică (Dealul Florii). Dintre pegmatitele muscovitice merită menţionat filonul Ciungi (formaţiunea Răzoare) din care s-au valorificat plăci de muscovit cu un diametru de până la 30 cm (5 - 30 kg/m^3) precum şi filonul de pe culmea La Colac (câmpul pegmatitic Copalnic, formaţiunea Valea Cavnicului), constituit din 80% muscovit (Kalmár, 1973). În ultimul timp s-au identificat noi corpuri de pegmatite

Scanned with OKEN Scanner

feldspatice importante în zona dealului Paltinul – câmpul pegmatitic Răzoare (formațiunea Măgureni). Pegmatitele sunt masive, slab diferențiate și mai conțin subordonat turmalină, muscovit și granați. Recent a fost reluată exploatarea pegmatitelor argilizate ale câmpului Răzoare.

1.1.2. Subprovincia pegmatitică Rodna

Pegmatitele din Munții Rodnei sunt localizate în partea sud-vestică a masivului, în bazinul văii Rebra și pe Valea Caselor (fig.4). Ocurențele cele mai importante sunt situate în bazinul superior al văii Rebra (Valea Rebrișoara, Între Rebre, Valea Scărișoara etc.), considerat ca zonă de rădăcină a pânzei. Demn de remarcat este faptul că această zonă, caracterizată prin frecvența maximă și compoziția chimică mai complexă a pegmatitelor, evidențiază rolul metalogenetic al tectonicii de pânză (Murariu, 1979). În trecut, unele pegmatite (Între Rebre, Nigu, Pascaru, Scărișoara) au fost exploatate pentru muscovit (plăci până la 80 cm^2) (foto 3).

Primele date asupra pegmatitelor din Munții Rodnei au avut un caracter de ordin general (Kräutner, 1930, 1938; Ghika-Budești, 1955; Kräutner, 1968). Cercetările ulterioare se intensifică și prezintă o serie de aspecte mineralogice, geochimice, geotermometrice și structurale ale pegmatitelor și rocilor metamorfice înconjurătoare, cu scopul de a reconstitui condițiile termodinamice și geochimice de formare a acestora (Lidia Mânzăraru-Jude, 1968; Pomârleanu și Murariu, 1970, 1973, 1975; Murariu și Alexandrina Barbu, 1974; Murariu, 1979, 1980, 1988; Murariu și colab., 1998a).

Pegmatitele se dispun concordant în micașisturile și subordonat în paragnaisele și amfibolitele seriei Rebra, specifice faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin (Kräutner, 1968; Murariu, 1979). Litogrupul Rebra a fost divizat în mai multe formațiuni (litozone) denumite de Kräutner și colab. (1989), Izvorul Roșu (Rb_1), Voșlăbeni (Rb_2) și Ineu (Rb_3), în ordinea de jos în sus. Pegmatitele subprovinciei Rodna sunt mai frecvente în formațiunea Ineu (Rb_3), membrii: Izvorul Scăricelei (Rb_3^{Sc}), Craiul (Rb_3^{Cr}), Căldărușii (Rb_3^{Cd}), dar apar, subordonat, și în formațiunea Voșlăbeni (Rb_2). Cercetările ulterioare (Balintoni și Bindea, 1994) au stabilit două evenimente mezozonale (M_1) și (M_2), cu trăsături proprii mineralogice și structurale. Evenimentul (M_1) este de presiune medie și este caracterizat de prezența în micașisturi și paragnaise a mineralelor index staurolit și disten. Evenimentul (M_2) este local de presiune scăzută și se constată microscopic implicarea staurolitului și distenului în reacții care au dat naștere la andaluzit și cordierit. Orogeneza varistică a generat un eveniment metamorfic cu caracter regresiv care se recunoaște mai ales în zonele afectate de forfecări și șariaj, fiind marcat de înlocuirea granatului și a biotitului prin clorit, a hornblendei prin clorit±actinot, a andaluzitului și a cordieritului prin sericit și a plagioclazului prin sericit sau prin albit + calcit+ epidot.

inv. 152402

Scanned with OKEN Scanner

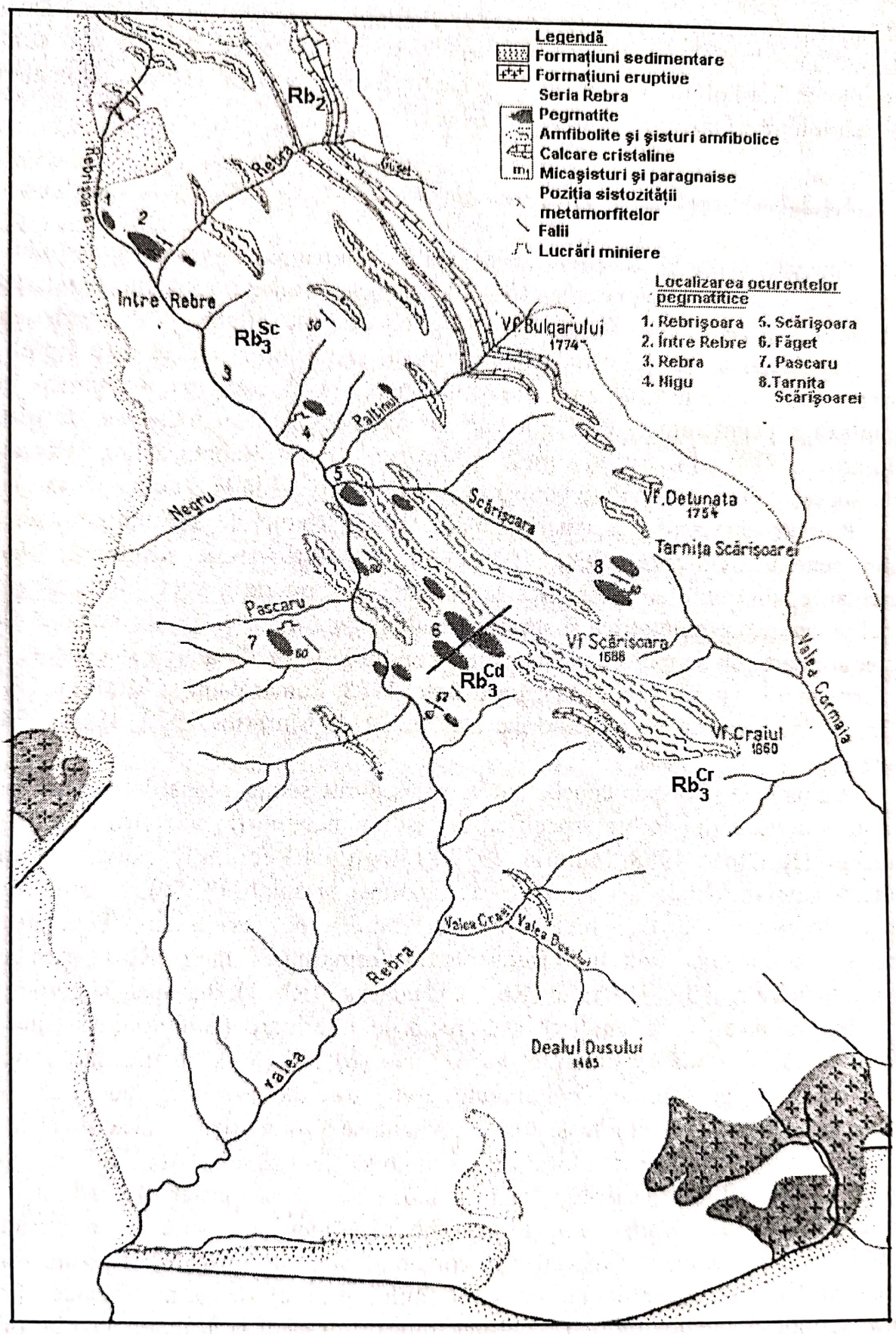


Fig. 4. Principalele ocurenţe pegmatitice ale seriei Rebra din Munţii Rodnei (Murariu, 1979).

Scanned with OKEN Scanner

Corpurile pegmatitice au în general dimensiuni reduse, rar peste 150 m lungime şi grosimi care nu depăşesc 40-50 m (Între Rebre, Scărişoara, Făget etc.). După compoziţia mineralogică şi altitudinea la care apar, ocurenţele pegmatitice din cristalinul seriei Rebra a Munţilor Rodnei prezintă o anumită zonalitate regională. Astfel, în zonele înalte (Vârful Scărişoara, Făget) pegmatitele au o compoziţie mineralogică mai simplă şi sunt lipsite de structură internă, în timp ce pegmatitele deschise pe văi, la altitudini mai scăzute, prezintă o compoziţie mineralogică mai complexă şi structuri zonare simetrice (Scărişoara) şi asimetrice (Între Rebre).

Textura pegmatitelor este în cuiburi (muscovit, granaţi), rar cataclastică, miarolitică (cristale de cuarţ – foto 4), frecvent masivă. Cavităţile miarolitice care se formează obişnuit numai în stadiul final al pegmatitogenezei pot constitui dovezi ale saturării cu apă ale fluidului pegmatitic (London, 1992).

În cadrul structurii zonare (fig. 5; Murariu, 1979) se disting următoarele zone: marginală, în mare parte fin granulară (cuarţ + feldspaţi + muscovit ± biotit±turmalină± granaţi); externă (cuarţ + feldspat potasic şi cuarţ + plagioclaz în structură grafică); intermediară, care se individualizează prin prezenţa mineralelor larg cristalizate (cuarţ + feldspaţi + muscovit + turmalină + granaţi ± biotit) în structuri pegmatoide şi în blocuri; zona ocupă 20–50% din masa corpurilor pegmatitice şi conţine până la 70% microclin bloc de culoare cenuşie, rareori albă; centrală, continuă sau fragmentată, alcătuită din cuarţ masiv şi uneori cantităţi mici de muscovit fin cristalizat şi feldspaţi. Demn de menţionat este faptul că zonarea respectă paralelismul conturului exterior al corpurilor pegmatitice.

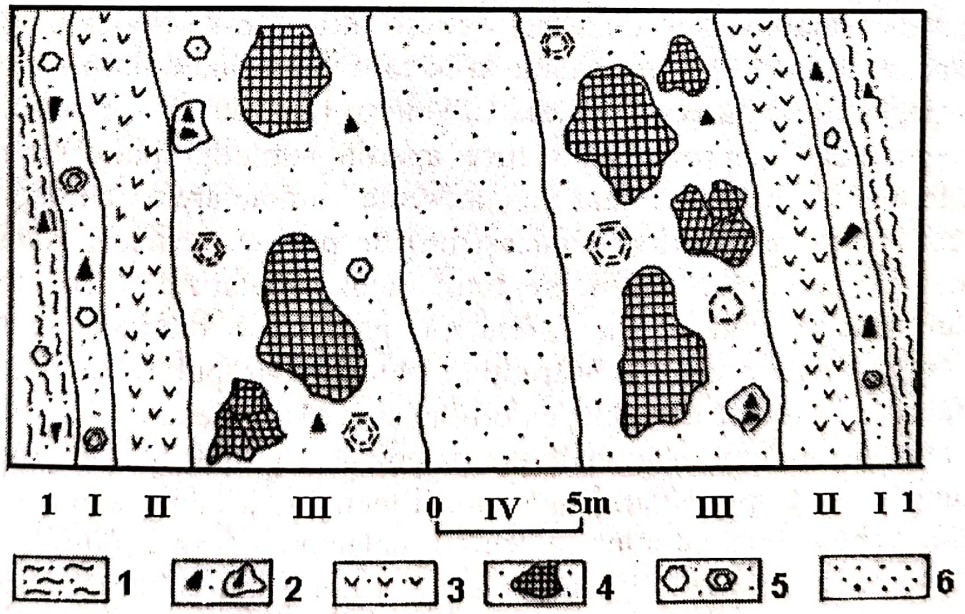


Fig. 5. Structură zonară simetrică în corpul pegmatitic Scărişoara, subprovincia pegmatitică Rodna, formaţiunea Ineu, Rb^{Sc}_3 - seria Rebra (Munţii Rodnei): *I* - zona marginală; *II* - zona externă; *III* - zona intermediară; *IV* - zona centrală; *1* - micaşisturi cu granat şi staurolit; *2* - turmalină (schörlit); *3* -pegmatit grafic; *4* - microclin bloc; *5* - muscovit, biotit; *6* - cuarţ.

Scanned with OKEN Scanner

Pegmatitele subprovinciei Rodna sunt constituite din cuarț, feldspați şi muscovit, ca minerale principale, şi din turmalină, biotit, granați, apatit, ca minerale accesorii. Compoziția mineralogică este mai complexă în zona de contact cu rocile metamorfice înconjurătoare şi mai simplă, cuarț-feldspatică, în părțile interne ale corpurilor zonate (Murariu, 1979). După compoziția mineralogică, pegmatitele seriei Rebra din Munții Rodnei sunt micafere (până la 70 % muscovit): Scărişoara, Pascaru, Nigu etc. şi feldspatice: Între Rebre, Făget, Tarnița, Scărişoara etc.

Localizarea pegmatitelor în mezometamorfitele seriei de Rebra, forma lor în general lenticulară, relațiile structurale cu rocile-gazdă precum şi o serie de particularități de ordin mineralogic, geochimic şi geotermometric sunt în favoarea formării pegmatitelor prin procese metamorfice (Kräutner, 1968; Murariu şi Alexandrina Barbu, 1974).

Evoluția geochimică a procesului de formare a pegmatitelor din cristalinul Munților Rodnei se reflectă în mare măsură în modificarea rolului alcalinității şi acidității mediului de cristalizare. În acest caz, schimbarea asociațiilor de minerale în diferite etape (stadii) ale pegmatitogenezei a fost determinată de următoarea modificare a mediului geochimic de cristalizare: calcoalcalin – alcalin neutru – acid – alcalin – neutru – acid (Murariu, 1979; Murariu şi colab., 1998a).

1.1.3. Subprovincia pegmatitică Getică

În Carpații Meridionali se întâlnesc cele mai importante zone de aflorare a corpurilor de pegmatite din România (fig. 6). Acest fapt, menționat şi de alți autori (Mârza, 1980; Hann, 1987), se datorează suprafeței mari pe care o ocupă rocile cu grad ridicat de metamorfism ale seriei Sebeş-Lotru (Ghika-Budeşti, 1934), care formează masivele cristaline importante şi în care se întâlnesc numeroase zone cu mobilizări pegmatitice. În conformitate cu sinteza realizată de Balintoni şi colab. (1989), pegmatitele subprovinciei Getice aparțin sublitogrupului Lotru (Pânza Getică inferioară) în care sunt recunoscute următoarele entități tectonostratigrafice: în poziție superioară, micaşisturi; în poziție mediană, gnaise plagioclazice, gnaise microclinice, amfibolite, totul intens migmatizat, cu remobilizări ale materialului leucocrat; în poziție inferioară, paragnaise biotitice, amfibolite şi marmuri. După Viorica Iancu şi Mărunțiu (1994), litogrupul Sebeş-Lotru include patru entități lito-tectonice distincte, cu origini şi evoluții metamorfice diferite, juxtapuse în evenimente deformaționale pre-paleozoice: grupul Sebeş, grupul Lotru, grupul Cumpăna şi grupul Ursu. După autorii menționați mai sus, unele sec-vențe ale grupului Sebeş-Lotru au atins în primul metamamorfism condițiile faciesului eclogitic-granulitic. Săbău (1995) a divizat seria Lotru în trei entități litotectonice, cu evoluții diferite, aduse în contact prin şariaj: pânza de Armeniş – în bază, pânza de Voineasa – în partea mediană şi pânza de Semenic – în partea superioară. După acest autor, metamorfitele seriei Lotru s-au format în condițiile unor temperaturi cuprinse între 700 şi 580°C şi a unor presiuni care au variat între 5,8 şi 6,5 kb.

Scanned with OKEN Scanner

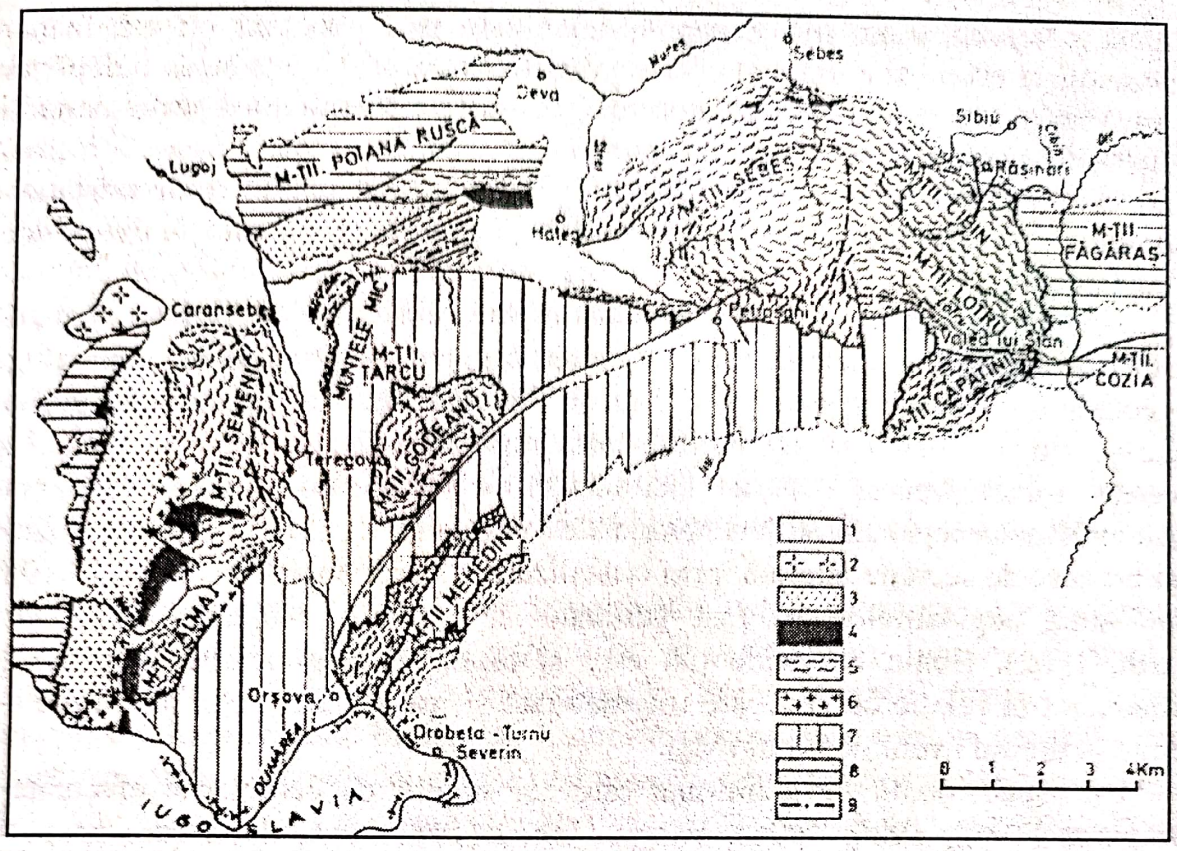


Fig. 6. Districtele pegmatitice din Carpaţii Meridionali: *1*- cuvertură sedimentară post-austrică; *2*- banatite; *3* - cuvertură sedimentară paleozoic superioară şi mezozoică; *4* - seriile: Buceava, Miniş, Dăbîca, Căpîlna; *5* - grupul Sebeş-Lotru; *6* - granitoide; *7* - unităţi danubiene; *8* - unităţi supragetice; *9* - zone cu mobilizări pegmatitice (Hann, 1987).

Demn de menţionat este faptul că definirea şi, mai ales, separarea entităţilor litostratigrafice ale seriei Sebeş-Lotru, din cristalinul Getic al Carpaţilor Meridionali, constituie încă un subiect asupra căruia nu există un acord unanim. Un model sintetic care să ordoneze evoluţia metamorfitelor grupului Sebeş-Lotru a fost prezentat recent de Balintoni (1997).

Corpurile de pegmatite din subprovincia Getică se prezintă sub forme variate: de la aspectul de lentilă, cuiburi, filoane concordante (filoane strat), dykuri (filoane discordante) până la corpuri masive cu forme neregulate. Relaţiile corpurilor pegmatitice cu mezometamorfitele getice indică prezenţa unor tipuri de contact net şi de contact gradat. Structura internă a corpurilor pegmatitice, foarte utilă în posibilitatea de a reconstitui succesiunea de cristalizare a mineralelor, are, în general, un caracter de zonare completă (simetrică sau asimetrică) sau incompletă. În acelaşi timp, în pegmatitele zonate se recunosc unele fisuri de umplere precum şi corpuri metasomatice, de dimensiuni variate. Zonarea corpurilor pegmatitice este argumentată de: unele modificări texturale, substituţia parţială a unor porţiuni din zonele externe de către soluţii care provin din zonele interne, distribuţia geochimică cantitativă a unor elemente chimice majore şi minore din mineralele diverselor zone, variaţia temperaturilor de cristalizare a mineralelor zonelor respective, compoziţia incluziunilor fluide din minerale, date izotopice etc.

Scanned with OKEN Scanner

Cu cât compoziția globală a pegmatitelor este mai evoluată cu atât zonarea mineralogică este mai pronunțată (Teregova, Armeniș, Cataracte etc.). Îndepărtarea de la zonarea ideală a numeroase corpuri pegmatitice presupune distribuția haotică și sporadică a zonelor sau inversiunea lor.

După compoziția mineralogică și particularitățile geochimice de cristalizare, pegmatitele subprovinciei Getice se împart în pegmatite feldspatice, muscovitice și cu metale rare.

Geneza pegmatitelor a fost prezentată de unii cercetători de origine magmatică, iar de alții de origine metamorfică. Cercetările recente – structurale, mineralogice și geochimice – converg spre ipoteza originii metamorfice a pegmatitelor grupului Sebeș-Lotru. În acest caz pegmatitogeneza reprezintă desfășurarea în paralel sau succesiv a unor procese genetice distincte în cadrul aceleași stive de roci supuse metamorfismului regional. Se întâlnesc, astfel, pegmatite formate prin metasomatoză, prin procese de secreție laterală, prin cristalizare concrețională. După Hann (1987), majoritatea pegmatitelor au fost generate de procese *anatectic-metasomatice* (Barth, 1962). Demn de evidențiat este și faptul că pegmatitele subprovinciei Getice sunt în relație cu secvențe migmatizate și, ca urmare, cele mai multe s-au format în timpul evenimentului (M_2).

Un aspect demn de menționat este cel stabilit de cercetările efectuate de Hârtopanu (1978, 1986, 1994), Viorica Iancu (1983) etc., după care grupul de Sebeș-Lotru are un caracter polideformațional, observându-se în acest sens, în mod cert, două faze de deformare, ambele fiind de tip barrovian, cu asociații cu disten±staurolit sau cu sillimanit, care au cea mai largă raspândire. În legătură cu pegmatitele, a doua fază de deformare, care s-a desfășurat în condiții fizice asemănătoare primei faze, nu a produs modificări importante în paragenezele minerale, dar a influențat orientarea și forma corpurilor de pegmatite care au fost budinate și lentilizate. Din această cauză, în mezometamorfitele grupului Sebeș-Lotru se întâlnesc două generații de pegmatite, formate în cadrul celor două episoade metamorfice (Hann, 1987). Acestea sunt motivele pentru care, pe teren, se întâlnesc zone în care coexistă pegmatite de ambele vârste, sau zone în care predomină pegmatite ale primului, respectiv celor formate în timpul celui de-al doilea episod metamorfic, având o compoziție mineralogică asemănătoare. De asemenea, mai trebuie amintit și faptul că rocile grupului Sebeș-Lotru din munții Mehedinți, Godeanu și din Munții Căpățânii au fost afectate pe anumite arii și de un metamorfism de presiune coborâtă (pirinean) cu asociații de minerale, din care nu lipsește andaluzitul și/sau cordieritul, ambelor putându-li-se asocia sillimanitul, care s-a produs concomitent cu cel de-al doilea moment deformațional (Hârtopanu, 1988, 1994).

Principalele zone de aflorare ale pegmatitelor din diferite masive muntoase ale Carpaților Meridionali (Munții Mehedinți, Godeanu, Semenic, Țarcu, Poiana Ruscă, Șureanu, Cibin, Lotru, Căpățânii) reprezintă districte și câmpuri pegmatitice (Mârza, 1980; Hann, 1987, Murariu și colab, 1999a).

Scanned with OKEN Scanner

Substanţele minerale utile conţinute de pegmatitele seriei Sebeş-Lotru sunt feldspaţii şi micele. Subordonat se întâlnesc şi unele minerale de metale rare: spodumen, beril, care au valoare economică deosebită. Feldspaţii se exploatează la Cataracte (Munţii Lotru), Sibişel (Munţii Cibin), Armeniş (Munţii Semenic), iar rezerve importante se mai găsesc la Trei Cucuie (Munţii Mehedinţi). Pegmatitele cu muscovit, în care acest mineral apare în cantităţi exploatabile, se cunosc în cristalinul munţilor Lotru (Cataracte, Ţancuri, Padina, Despina), Poiana Ruscă (Băuţari, Bucova, Valea Fierului), Semenic (Delineşti) etc.

1.1.3.1. *Munţii Mehedinţi*

Corpurile de pegmatite se întâlnesc în cele două petice de acoperire: Bahna şi Porţile de Fier. Ele se dezvoltă cu precădere în peticul de Bahna, motiv pentru care au fost studiate mult mai detaliat.

Cadrul petrografic al corpurilor de pegmatite este reprezentat prin paragnaise biotitice, mai rar amfibolite, în care s-au identificat, în funcţie de tipul şi intensitatea metamorfismului, diferite minerale index: staurolit, disten, sillimanit, andaluzit, cordierit. Rocile în care se dezvoltă pegmatitele sunt în general intens migmatizate, ceea ce conduce la ideea că apariţia pegmatitelor poate fi corelată – ca şi în alte regiuni – cu prezenţa structurilor migmatice din rocile înconjurătoare. Forma corpurilor de pegmatite este de lentilă, cuiburi, filoane concordante, cu dimensiuni variabile, până la 200 m lungime şi 30 m grosime. Limita faţă de roca înconjurătoare apare netă. În funcţie de compoziţia mineralogică, Andrei (1967), Andrei şi Popovici (1969) disting mai multe tipuri de pegmatite: cu microclin + plagioclaz + cuarţ + biotit + muscovit; cu microclin + biotit + cuarţ ± muscovit; cu plagioclaz + biotit + cuarţ.

După cum se remarcă din aceste parageneze, mineralogia pegmatitelor este destul de simplă, feldspaţii (ortoză, microclin, albit şi oligoclaz) reprezentând mineralele predominante. După conţinutul în alcalii ($K_2O > Na_2O$) se remarcă predominarea pegmatitelor potasice. După Andrei şi colab. (1973), ordinea de cristalizare a feldspaţilor pegmatitici se prezintă astfel:

– faza *I* : oligoclaz acid + ortoclaz;
– faza *II*: albit 1 + microclin 1;
– faza *III*: microclin 2 cristalizat direct triclinic;
– faza *IV*: albit 2.

Ocurenţele pegmatitice din peticul de Bahna se găsesc în cadrul a două câmpuri: 1) – Prejna-Izverna-Selişte-Drăgheşti, în partea nordică, şi 2) – vârful Padeş-Negruşa-Dunăre. Corpurile pegmatitice mai importante sunt prezente în Dealul Măguriciului, Vârful cu Plopi, Pădurea cu Castani, Dealul Armeanca, zona „Trei Cucuie" etc.

În cadrul peticului Porţile de Fier, s-au identificat o serie de corpuri pegmatitice de dimensiuni reduse, într-un perimetru cuprins între Valea Bahnei şi Gura Văii.

Scanned with OKEN Scanner

1.1.3.2. *Munții Godeanu*

În Munții Godeanu, majoritatea corpurilor de pegmatite aflorează în partea de vest – nord-vest a masivului, în Bazinul Hidegului (văile Rotunda, Mlăcuşina, Bărănel, Baranul). În partea de sud-est a masivului se cunosc corpuri pegmatitice în bazinele văilor Craiova şi Iauna (afluenți de dreapta ai Cernei) precum şi în zona de creastă, între Vârful Cailor, spre nord şi Vârful Babei, spre sud.

Conform datelor prezentate de Bercia (1975), în stiva de mezometamorfite a grupului Sebeş-Lotru din masivul Godeanu, se disting trei complexe litostratigrafice. Pegmatitele cunoscute se supun unui control litostratigrafic evident, întâlnindu-se cu precădere în orizontul superior al complexului inferior $G_{1.2}$ şi în cele două orizonturi ale complexului superior: $G_{3.1}$ şi $G_{3.2}$, respectiv formațiunile Armeniş, Văideeni şi Negovanu Mare (Săbău, 1994). Orizonturile în care sunt cantonate ivirile de pegmatite sunt alcătuite din paragnaise micacee cu disten şi granați, gnaise biotitice fin granulare, micaşisturi şi intercalații subțiri de roci cuarțo-feldspatice şi de amfibolite.

Cercetările efectuate de autorul menționat mai sus scot în evidență faptul că pegmatitele apar sub formă de lentilă, cuiburi sau filoane (concordante, mai rar discordante) şi rar corpuri cu formă neregulată, de dimensiuni variabile (20-300 m lungime şi 2-30 m grosime). În cadrul corpurilor pegmatitice discordante se remarcă prezența unei structuri zonare, alcătuite dintr-o zonă aplitică marginală, o zonă larg cristalizată intermediară şi o zonă centrală (nucleu) bogată în cuarț. Paragenezele cele mai frecvente ale acestor pegmatite sunt: 1) cuarț + plagioclaz ± turmalină; 2) cuarț + plagioclaz + biotit ± granat; 3) cuarț + plagioclaz + microclin + biotit; 4) cuarț + plagioclaz + microclin + muscovit ± epidot; 5) cuarț + plagioclaz + microclinpertit + muscovit + sillimanit. La contactul pegmatitelor cu metamorfitele înconjurătoare se remarcă prezența unor concentrații mafice.

Plagioclazul (An_{12}-An_{20}) pegmatitelor nu diferă în ceea ce priveşte compoziția față de cel prezent în rocile metamorfice înconjurătoare. Autorul mai menționează prezența ilmenitului precum şi a unor pegmatite cu andaluzit (pârâul Curmezişa – afluent drept al Cernei).

Interpretarea datelor de teren şi de laborator arată că pegmatitele din Munții Godeanu sunt de origine metamorfică, formate prin mobilizarea şi recristalizarea pegmatoidă a unui material predominant cuarțo-feldspatic. Demn de menționat este faptul că filoanele discordante s-au format prin secreție, deoarece în ele se conservă orientarea mineralelor care marchează şistozitatea discordantă a rocii înconjurătoare (Bercia, 1975).

După compoziția chimică, în cadrul pegmatitelor feldspatice, care sunt predominante față de cele muscovitice, se remarcă o largă dezvoltare a celor de compoziție sodică (pegmatite plagioclazice: 3,21-8,55 % Na_2O; Gheorghiu şi colab., 1981).

Scanned with OKEN Scanner

1.1.3.3. *Munţii Semenic, Ţarcu, Poiana Ruscă*

În Munţii Semenic, cele mai importante pegmatite sunt prezente în următoarele sectoare (câmpuri pegmatitice) din partea nordică: Teregova, Armeniş, Slatina-Timiş (fig.7). În regiunea situată la nord de Muntele Mic, se disting sectoarele Dalci-Var, Măgura, Tâlva, iar în Munţii Poiana Ruscă, sectorul Bucova-Bouţari. În extremitatea nordică a munţilor Semenic, în apropierea localităţii Delineşti, mai apare o zonă în care aflorează numeroase corpuri de pegmatite, predominant muscovitice; cel mai important este corpul pegmatitic situat sub culmea Poiana Finet, cu 140 m lungime şi 1 m grosime medie, exploatat şi în prezent pentru muscovit (Hann, 1987).

Demne de menţionat sunt cele două filoane mari, discordante şi zonate de la Teregova care au fost exploatate pentru feldspat potasic, încă de la începutul secolului, cu diferite întreruperi până în anul 1957. În cadrul structurii zonare a celor două dykuri de pegmatite, Superceanu (1957) descrie o zonă marginală aplitică cu turmalină, biotit, hornblendă, o zonă micrografică, o zonă intermediară cu blocuri mari de microclin, cuarţ şi minerale de metale rare (beril, columbit, tantalit, montebrasit, spodumen, zircon) şi o zonă centrală constituită din cuarţ masiv.

Alte corpuri importante de pegmatite feldspatice se întâlnesc la nord şi la sud de localitatea Armeniş. Astfel, lângă gara Armeniş, este prezent unul din cele mai mari corpuri pegmatitice din regiune (550 m lungime şi până la 40 m grosime), exploatat pentru feldspaţi. În sectorul Dalci-Var, importanţa pegmatitelor, în majoritatea cazurilor concordante cu şistozitatea metamorfitelor-gazdă, constă în conţinutul lor atât în muscovit, cât şi în feldspaţi (Valea Satului, Pârâul Străului, valea Dalci etc.). Apariţiile de pegmatite în sectorul Măgura sunt frecvente în bazinul văii Pietroasa, afluent stâng al Bistrei Mărului. Se remarcă corpul pegmatitic „Cârniş" de 180 m lungime şi 20 m grosime precum şi filoanele discordante, zonate, de la Pârâul cu Mărul, unde Grosu şi Angelescu (1960) descriu un corp pegmatitic zonat asimetric, în care zona centrală de cuarţ are o poziţie excentrică. Zona intermediară este mai dezvoltată în culcuş şi conţine microclin, cuarţ şi feldspat plagioclaz. Zona marginală este alcătuită din plagioclaz, cuarţ, cuiburi cu muscovit larg cristalizat, biotit, turmalină şi granat. În sectorul Tâlva, corpurile de pegmatite se întâlnesc la sud de Voislova şi la nord de localitatea Măru (dealurile Curcan, Faţa Lungă; văile Slatina, Plopi etc.). Unele pegmatite din acest sector au fost, în general, complet sau parţial exploatate, mai ales pentru muscovit şi mai redus pentru feldspaţi.

Fondul petrografic al teritoriului, în care se dezvoltă corpurile de pegmatite, îl constituie paragnaisele cu biotit ± muscovit care trec treptat în micaşisturi, formând astfel alternanţe caracteristice şi care conţin granat, disten şi sillimanit. Ele sunt însoţite de gnaise albe cuarţo-feldspatice, amfibolite, calcare cristaline, dolomite şi diferite tipuri de migmatite.

Scanned with OKEN Scanner

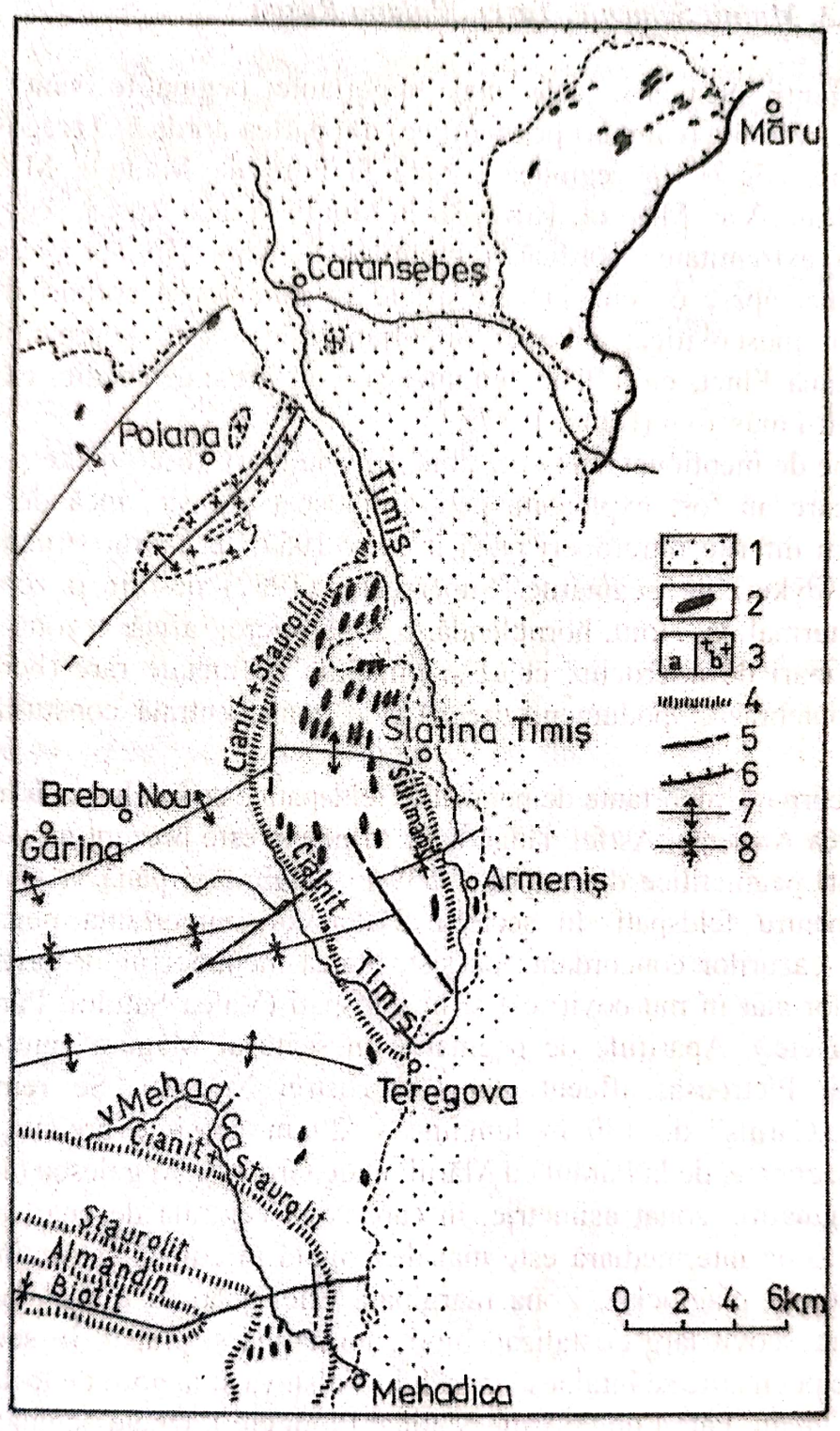


Fig. 7. Distribuţia pegmatitelor în metamorfitele din partea de nord-est a Banatului (Savu, 1977): *1*- sedimente postcambriene; *2* - pegmatite; *3a* - metamorfite: gnaise, micaşisturi, amfibolite, cuarţite, dolomite cristaline; *3b* - granitoide; *4* - izogradele zonelor metamorfice; *5* - falii; *6* - şariajul pânzei Getice; 7 - anticlinare; *8* - sinclinale.

În cadrul succesiunii litostratigrafice a seriei Sebeş-Lotru din munţii Semenic, Savu (1970 a) a stabilit prezenţa a cinci complexe de roci, formate între 700 şi 450°C, la o presiune litostatică care a variat între 11 şi 4 kb. Corpurile de

Scanned with OKEN Scanner

pegmatite cunoscute până în prezent se dezvoltă numai în complexele inferioare C_1 (paragnaise cu sillimanit şi roci carbonatice) şi C_2 (paragnaise±disten şi gnaise cuarţo-feldspatice).

Cercetări ulterioare (Gridan, 1981) încadrează cele două complexe în unul singur, denumit „complexul inferior al rocilor cuarţo-feldspatice micacee şi carbonatice", iar Săbău (1994) corelează complexul C_1 cu formaţiunea Armeniş şi complexele C_2-C_4, cu formaţiunea Negovanu Mare.

Tipurile de roci menţionate mai sus se întâlnesc şi în regiunea situată la nord de Muntele Mic, unde, în cadrul succesiunii litostratigrafice, paragnaisele micacee şi micaşisturile includ majoritatea pegmatitelor cunoscute până în prezent.

În Munţii Poiana Ruscă pegmatitele au fost încadrate de Maier şi colab. (1975) în complexul paragnaiselor cu biotit, orizontul superior, respectiv formaţiunea de Bucova (Maier şi Lupu, 1979) şi s-au format în urma unor procese de segregaţie metamorfică sau pe cale metasomatică (fig. 8; Maier şi colab., 1975).

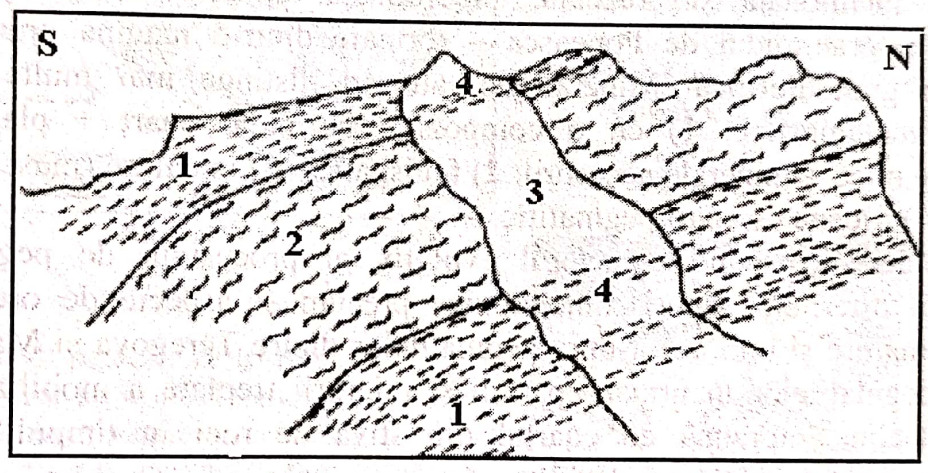


Fig. 8. Pegmatite discordante de origine metasomatică (vârful Milu, Munţii Poiana Ruscă): *1* - paragnaise cu biotit; *2* - gnaise granulare biotito-muscovitice; *3* - pegmatite calcoalcaline cu muscovit; *4* - paiete de biotit care se continuă nederanjate în pegmatite.

Cele mai vechi observaţii referitoare la pegmatitele din Banat datează de la finele secolului trecut. Cercetările ulterioare efectuate asupra pegmatitelor de la Teregova (Schadler, 1930; Ditler şi Kirnbauer, 1931; Superceanu, 1957) descriu minerale noi (beril, columbit, tantalit, montebrasit, spodumen) şi argumentează geneza lor magmatică. Savu şi Micu (1964) descriu filoane şi lentile de pegmatite: cu muscovit, cu biotit, cu muscovit şi biotit, feldspatice şi cu turmalină.

Cercetările efectuate de Savu (1970 a) scot în evidenţă faptul că cele mai multe corpuri de pegmatite se găsesc în metamorfitele zonei cu sillimanit şi ale zonei cu disten. În acelaşi timp, se constată că pegmatitele concordante sunt mai bogate în mice şi s-au format *in situ*, iar cele discordante sunt bogate în feldspaţi şi minerale de metale rare, rezultate din materiale pegmatoide migrate de la adâncime mai mare. Dintre noutăţile aduse de Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968), Savu

Scanned with OKEN Scanner

(1977), Gridan (1981) şi mai ales de Hann (1987) trebuie menţionate datele de ordin mineralogic, chimic, geotermometric şi petrografic. Sunt interesante în acest sens observaţiile după care, în pegmatitele bogate în feldspaţi, sau în acelea în care apar structuri grafice, conţinutul în muscovit este destul de scăzut. De asemenea, prezenţa turmalinei (varietatea schörl) larg cristalizată reprezintă o indicaţie în favoarea participării în cadrul procesului pegmatitic a unei faze pneumatolitice (Gherasi şi colab., 1974). În acest caz, sursa borului şi a unor elemente alcaline în fluidul rezidual o constituie sedimentele argiloase care au fost supuse metamorfismului regional.

Savu (1977) descrie, în Banat, pegmatite zonate, situate în metamorfitele dalslandiene ale seriei de Sebeş-Lotru din munţii Semenic – formate prin procese de diferenţiere metamorfică, a căror compoziţie depinde de natura rocilor în care sunt localizate. Astfel, pegmatitele cantonate în micaşisturi sunt, de regulă, mai bogate în cuarţ şi mice, iar cele situate în gnaise conţin mai mult feldspat. În acelaşi timp, este menţionată şi prezenţa, subordonată, a unor corpuri pegmatitice localizate în granitoidul de Poneasca – formate dintr-o magmă granitoidă, de compoziţie granodioritică. Mineralogic, autorul distinge mai multe tipuri de pegmatite metamorfice: 1) cu o compoziţie normală: cuarţ + plagioclazi + microclin + mice + minerale accesorii; 2) feldspatice; 3) micafere (muscovitice sau biotitice); 4) filoane de cuarţ pegmatitic.

Consideraţii privind caracterul evolutiv al procesului de pegmatitizare, succesiunea diferitelor tipuri mineralogice precum şi aspecte de ordin chimic (elemente majore şi minore) asupra pegmatitelor dintre Teregova şi Marga indică formarea pegmatitelor în urma separării şi migrării treptate a mobilizatelor cu caracter alcalin, împreună cu cuarţul din stiva de roci în timpul proceselor metamorfice anatectice (Hann, 1987).

Pegmatitele din munţii Semenic şi cele situate la nord de Muntele Mic, se prezintă sub formă de lentile (fig.9), cuiburi, filoane concordante (fig.10), dykuri (fig.11) şi corpuri cu forme neregulate (Hann, 1987). Ele au, în general, o mineralogie simplă, cu excepţia celor de la Teregova pe care, după paragenezele cu minerale rare şi particularităţile geochimice, le încadrăm la formaţiunea pegmatitelor microclin-albitice cu beril şi tantalit din cadrul pegmatitelor cu metale rare, conform clasificărilor prezentate de Solodov (1971) şi Černý (1992, 1994).

1.1.3.4. *Munţii Şureanu (Sebeş)*

În munţii Şureanu se remarcă câteva zone mai importante de concentrare a pegmatitelor, situate la est de localitatea Lonea (bazinele văilor Cimpa şi Sterminosu) precum şi în bazinul Cugirului (sectorul Cujerele cu trei perimetre: Valea Cugirului, dealul Cujerele, Izvorul Căldării). În majoritatea lor, pegmatitele sunt concordante, rar discordante faţă de şistozitatea metamorfitelor înconjurătoare:

Scanned with OKEN Scanner

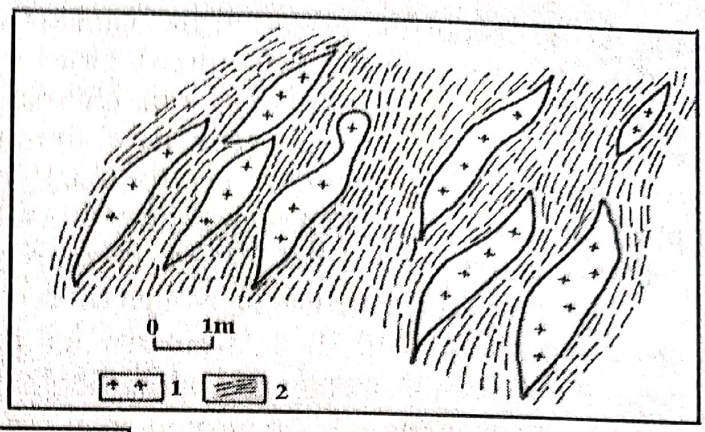


Fig. 9. Pegmatite lentiliforme dispuse în roi la Armeniş, subprovincia pegmatitică Getică: seria Sebeş-Lotru (munţii Semenic). *1* - pegmatit; *2* - paragnaise.

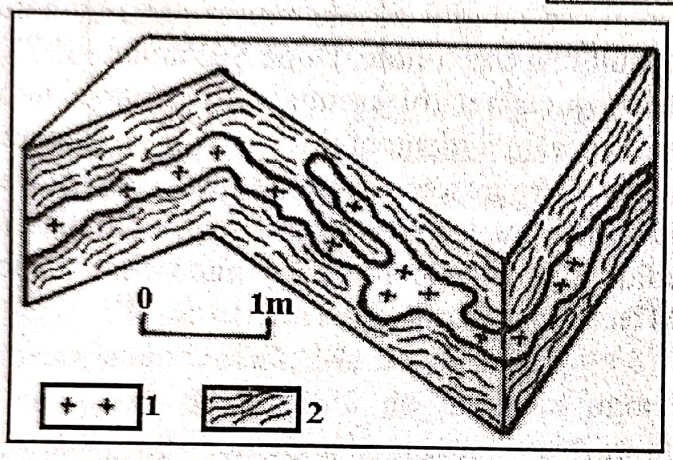


Fig.10. Filon concordant de pegmatite cu îngroşări şi cu gâtuiri, din care se desprind filonaşe care generează aspecte locale de discordanţă: Teregova, subprovincia pegmatitică Getică – seria Sebeş-Lotru (munţii Semenic): *1*- pegmatit; *2* - paragnais.

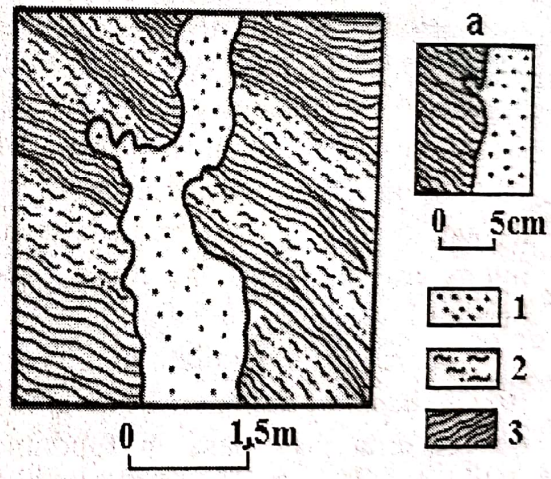


Fig. 11. Dykuri de pegmatite de la Teregova, subprovincia pegmatitică Getică – seria Sebeş-Lotru (munţii Semenic): a - linie de contact cu pătrunderi fine de masă pegmatitică în metamorfitele înconjurătoare; *1* - pegmatit; *2* - paragnaise; *3*- micaşisturi.

paragnaise, micaşisturi, gnaise cu microclin, amfibolite; pegmatitele sunt asociate, în general, terenurilor intens migmatizate.

Pegmatitele din Munţii Cimpii au fost descrise de către Paliuc (1937), care le-a considerat rezultatul unor procese de diferenţiere metamorfică. Cercetările ulterioare efectuate de Hârtopanu şi colab. (1969), Constantinescu (1973, 1974), Şeclăman (1972) şi alţii, în bazinele Râului Mare, Cugirului, Streiului scot în evidenţă legătura compoziţională strânsă între pegmatite şi rocile metamorfice înconjurătoare, lipsa unor conţinuturi semnificative de elemente rare precum şi compoziţia lor mineralogică simplă (cuarţ + plagioclazi + microclin + muscovit + biotit + sfen + turmalină). În acelaşi timp, sunt descrise detaliat forma corpurilor de

Scanned with OKEN Scanner

pegmatite, modul lor de localizare, caracterul contactului cu rocile metamorfice înconjurătoare (tectonic, difuz, mixt), structura internă (zonalitate *centripetă*; mai rar *centrifugă*) precum şi compoziţia chimică (elemente majore şi minore). După compoziţia mineralogică, pegmatitele din munţii Şureanu sunt feldspatice şi micafere. Analizele chimice pentru oxizii metalelor alcaline principale indică prezenţa în cadrul pegmatitelor feldspatice atât a tipurilor potasice, cât şi a celor sodice (Constantinescu, 1973, 1974; Pitropov şi colab., 1981).

Interpretările genetice au evoluat de la o presupusă legătură a pegmatitelor cu un lacolit (Vendl, 1932) la formarea lor prin procese de secreţie laterală, în condiţiile faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin. În ceea ce priveşte lentilele pegmatitice de dimensiuni mici, se admite că ele reprezintă rezultatul fragmentării şi lentilizării unor dykuri mult mai dezvoltate. După Şeclăman (1972), în formarea pegmatitelor, deformările au jucat un rol esenţial prin crearea unor *goluri*, respectiv *crăpături* în rocă, care reprezintă elementul decisiv în provocarea şi desfăşurarea proceselor de secreţie. Progresele realizate în cunoaşterea pegmatitelor arată că acestea au urmat o linie evolutivă continuă, metasomatică în cea mai mare parte, trecând din stadiul plagioclazic într-unul microclinic, apoi muscovitic şi uneori albitic (Hann, 1987).

1.1.3.5. *Munţii Cindrel (Cibin)*

Majoritatea corpurilor de pegmatite din Munţii Cindrelului se întâlneşte în partea de nord a masivului şi anume în bazinul Cibinului. Corpurile de pegmatite se înscriu în cadrul unui aliniament orientat est-vest, cu o lungime de cca. 5 km şi o lăţime de 3 km, situat între Râul Mic în vest şi Păltiniş în est. Pegmatitele (peste 100, cu lungimi cuprinse între 10 m şi 200 m şi grosimi de la 1 m la cca. 15 m) se dispun, în general, concordant în gnaise, micaşisturi ± sillimanit ± disten şi amfibolite, intens migmatizate. Încadrarea acestor pegmatite într-un anumit complex sau orizont litostratigrafic nu a fost încă realizată.

Cercetările detaliate efectuate de Constantinescu (1972) stabilesc cinci stadii (*trepte alcaline*) de formare a pegmatitelor (fig.12), cu o dispunere areală, determinată de prezenţa presupusă în fundament a unui *granit sintectonic postmetamorfic discordant*. Datele de analiză chimică indică două tipuri de pegmatite: sodice (cu plagioclazi de tipul I şi II) şi potasice (cu microclin).

Demn de menţionat este faptul că, în urma prospecţiunilor geologice detaliate, geologul Aurel Apostoloiu a pus în evidenţă în 1963 (în Săbău şi colab., 1987), în zona pârâului Conţu (afluent de dreapta al văii Sadului; fig.13) mai multe corpuri de pegmatite cu spodumen, cercetate apoi de Maieru şi colab. (1968), Pomârleanu şi colab. (1967), Stama şi Apostoloiu (1972) şi mai recent de Săbău şi colab. (1987), Murariu (1992-1993 a, b; 1994-1995 a, b; 1995 a, b), Murariu şi colab. (1990), Murariu şi Gandrabura (1992-1993, 1995 a, b), Murariu şi Şabliovschi (1995). Pegmatitele litifere se prezintă sub formă de lentile şi filoane, dispuse concordant cu şistozitatea mezometamorfitelor getice (paragnaise micacee, micaşisturi cu disten şi staurolit).

Scanned with OKEN Scanner

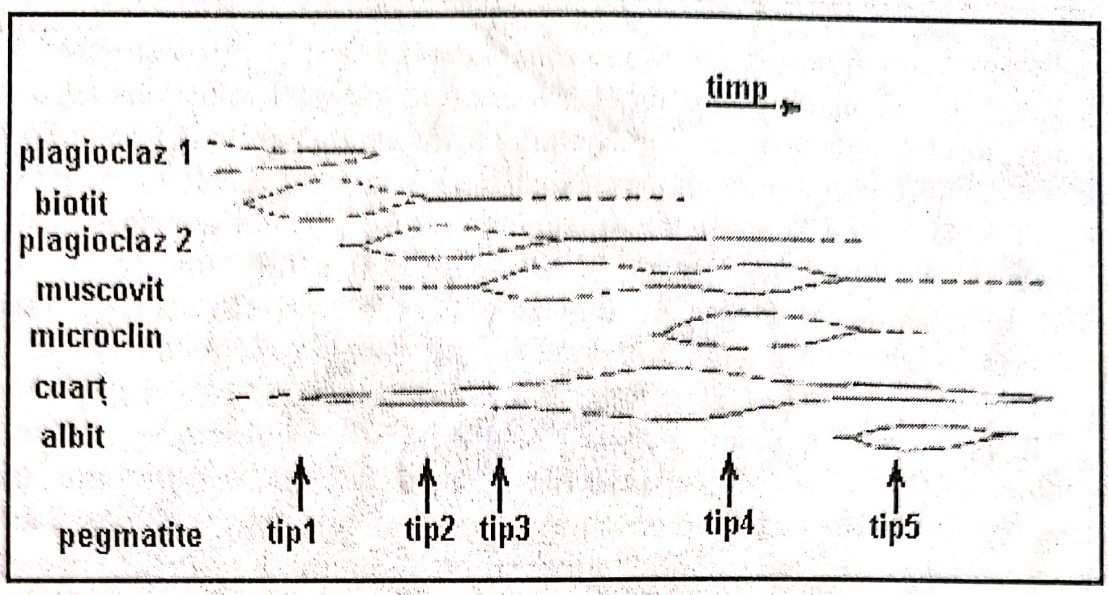


Fig.12. Succesiunea de formare a mineralelor în pegmatitele din bazinul Cibinului (Constantinescu, 1972).

Ele se caracterizează printr-o zonare incompletă (zona marginală aplitică şi zona intermediară; Maieru şi colab.,1968), având însă o compoziție mineralogică complexă determinată de prezența unor minerale de metale rare (spodumen, ambligonit-montebrasit, tavorit, trifilin-litiofilit, magnocolumbit, zircon) care însoțesc feldspați, cuarț, muscovit, granați, turmalină, sfalerit (?), dumortierit, apatit, casiterit, purpurit etc. Asociația mineralogică, caracteristică acestor pegmatite, este: spodumen + cleavelandit + cuarț + Li muscovit (Săbău şi colab., 1987; Murariu şi Gandrabura, 1992-1993; Murariu, 1995 a, b; foto 5).

Majoritatea autorilor au considerat pegmatitele cu spodumen din zona Conțu de origine magmatică. În acest sens, cercetătorii respectivi au prezentat mai multe etape de formare a acestor pegmatite, în funcție de evoluția fluidelor generatoare, provenite dintr-un bazin magmatic. Date mai recente (Hann, 1987; Săbău şi colab., 1987; Murariu, 1992-1993 a, b; 1995 a, b) susțin, şi pentru aceste pegmatite, originea metamorfică. După Săbău (1995), pegmatitele s-au format prin migrarea de substanță, sub influența unor gradienți de presiune sau de activitate chimică şi concentrarea, prin ecranare, în baza pânzei de Semenic. Cavitățile virtuale apărute în timpul deformării, precum şi presiunea au atras fluide cu compoziție pegmatitică, din rocile adiacente, determinând localizarea pegmatitelor la acest nivel. Fracționarea intensă a elementelor între mineralele constituente ale pegmatitelor indică o evoluție în sistem închis a fludiului pegmatitic o dată segregat în *capcane* aflate pe planul de şariaj.

Cercetările geochimice efectuate de autor încadrează pegmatitele cu spodumen din zona Conțu-Negovanu la formațiunea albit-spodumenică din grupa pegmatitelor cu metale rare, conform clasificărilor prezentate de Solodov (1971), Ginzburg şi colab. (1979), Černý (1982 b; 1992).

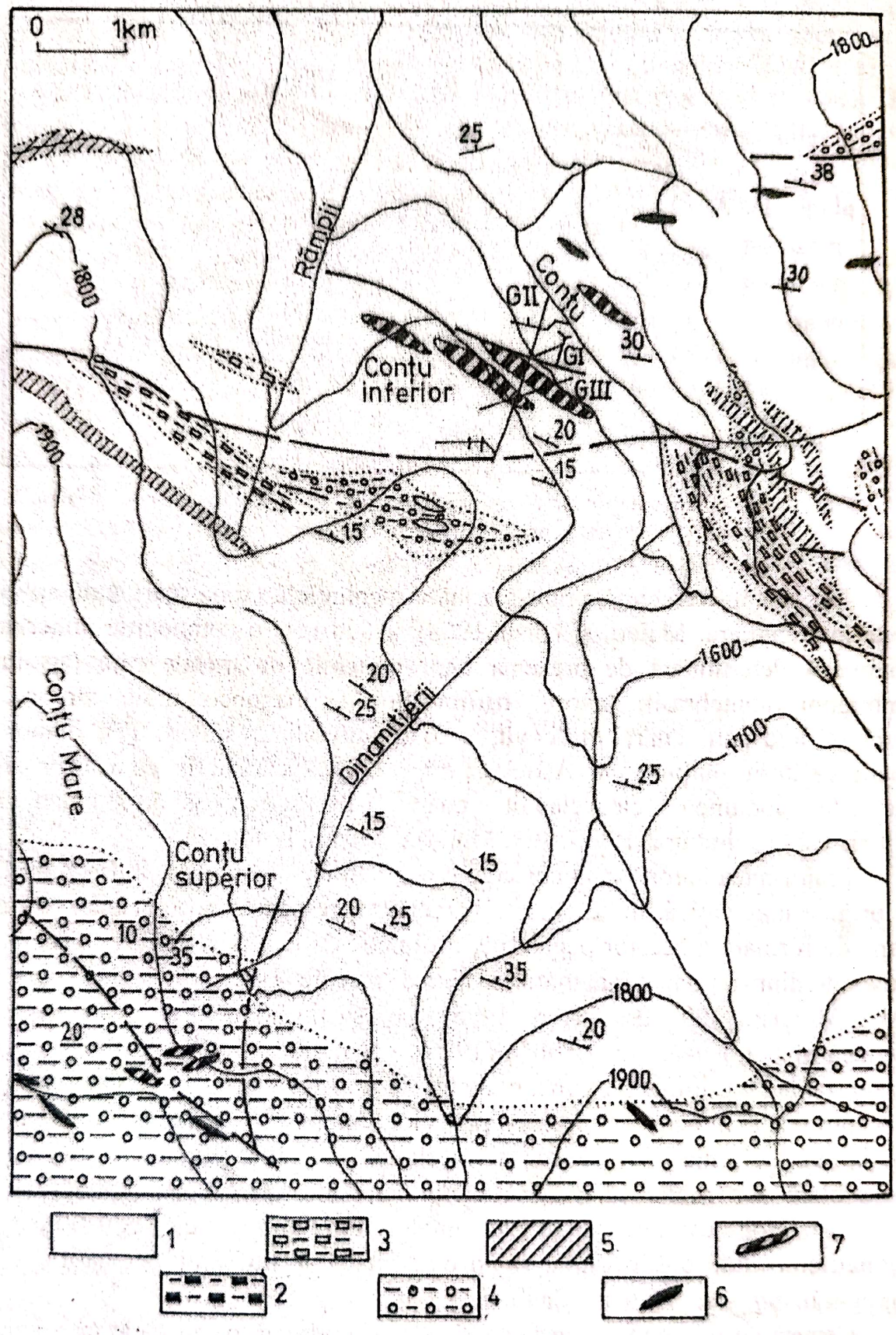


Fig.13. Harta geologică a câmpului pegmatitic Conțu (Apostoloiu, din Săbău şi colab., 1987): *1*- gnaise micacee , micaşisturi; *2* - micaşisturi cu cianit; *3* - micaşisturi cu staurolit; *4* - micaşisturi cu granat; *5* - roci amfibolice; *6* - pegmatite; *7* -pegmatite cu spodumen.

Scanned with OKEN Scanner

1.1.3.6. *Munții Lotru*

Pegmatitele din Munții Lotrului sunt cunoscute de mult timp, unele corpuri fiind exploatate pentru feldspați și muscovit. Pegmatitele situate în acest masiv au o răspândire largă și ating cele mai mari dimensiuni cunoscute până în prezent la noi în țară. Ele se întâlnesc în bazinul Lotrului, respectiv pe culmile din versantul stâng și drept al acestuia, în următoarele câmpuri pegmatitice (Hann, 1987): 1) Obârșia Lotrului, situat între valea Pravăț la vest și Valea Tâmpei la est; 2) Balu, care cuprinde corpurile de pegmatite din bazinul văii Balu și din culmea Sărăcinul Mare, din versantul stâng al Lotrului; 3) Sărăcin-Goața, din același versant stâng al Lotrului, între pârâul Sărăcinul Mic la vest și valea Goața Mică la est; 4) Balindru, care include pegmatitele din cursul superior al pârâului Balindru, afluent al Lotrului, amonte de Cataractele Lotrului; 5) Cataracte-Padina cu Bolovanul, care se remarcă în mod deosebit prin corpul de pegmatite de la Cataracte, cel mai mare din țara noastră: 3,5 km lungime și peste 1 km lățime (Floarea Diaconu și colab., 1976). Mai la sud de acest corp se găsesc pegmatitele din zona Țancu, Despina și cele din vârful Mănăileasa. Menționăm și pegmatitele de pe versantul drept al pârâului Voineșița, la sud de culmea Dalmele, care se dispun în *roi* în paragnaisele zonei cu sillimanit și subordonat în paragnaisele zonei cu disten și staurolit. În afara acestor câmpuri pegmatitice, în mezometamorfitele zonei Sebeș-Lotru din Munții Lotrului mai sunt prezente și corpuri pegmatitice izolate: în amonte și în aval de localitatea Voineasa, pe versantul drept al Lotrului; la Runculeț, Mănăileasa Mare; Valea Vătafului; valea Vasilatu; Pârâul cu Fagi; Pârâul Cărării și altele (Murariu și colab., 1999a).

Pegmatitele din Munții Lotrului au fost menționate de Metta (1930) și descrise ulterior de Rotman (1931) și Ghika-Budești (1934). Cercetările ulterioare s-au axat pe studiul mineralelor pegmatitice precum și pe stabilirea condițiilor de cristalizare a acestora (Ianovici, 1939; Rodica Apostolescu, 1973; Maieru și colab., 1968; Pomârleanu și Murariu, 1970; Murariu și Vanghelie, 1978, 1981; Murariu, 1980, 1988; Murariu și colab., 1987; Ungureanu și Murariu, 1991). Începând cu anul 1955, pegmatitele masivului Lotru au devenit obiectul unor lucrări de prospecțiuni și explorări sistematice, întreprinse sub conducerea geologului Aurel Apostoloiu de la I.P.G.G. București, care prezintă o hartă a regiunii la scara 1:25 000 și pune în evidență noi corpuri de pegmatite feldspatice și muscovitice precum și pegmatitele cu beril din Muntele Pietrele Albe și de la Goața Mare. Grosu și Angelescu (1960) susțin că pegmatitul de la Cataracte a fost afectat de un sistem de fracturi în trepte, iar acumulările de muscovit s-au realizat în zone „în care nu au intervenit procese de asimilare ale rocilor adiacente". În teza de doctorat, Teodosia Mânecan (1985) prezintă un studiu detaliat al pegmatitelor din Munții Lotrului. În cadrul grupului Sebeș-Lotru, autoarea distinge trei formațiuni, separate prin falii majore, purtătoare de pegmatite, dar cu caracteristici deosebite. Pegmatitele sunt considerate sincinematice (bogate în oligoclaz) și sincinematice tardive (sărace în oligoclaz). Formarea pegmatitelor sincinematice a fost controlată de tectonica plicativă, iar cele sincinematice

Scanned with OKEN Scanner

tardive de activităţile tectonicii rupturale, fluidul pegmatitic generator fiind produsul metamorfismului regional, iar rolul primordial avându-l mobilizările anatectice.

Pegmatitele din Munţii Lotrului se dezvoltă concordant sau discordant în paragnaise şi în micaşisturi şi rareori în amfibolite, roci în general migmatizate. Pegmatite se mai întâlnesc în gnaisul de Vidra (Ghika-Budeşti, 1934), granite de Vidra, după Savu şi Schuster (1977), precum şi în gnaisul de Tărtărău. Pegmatitele apar sub formă de lentile, filoane şi corpuri masive, în trei complexe (C_1, C_4 şi partea superioară a complexului C_3) din cele cinci complexe litostratigrafice separate de Savu şi colab. (1978) pentru mezometamorfitele grupului Sebeş-Lotru. Contactul dintre pegmatite şi rocile metamorfice înconjurătoare poate fi gradat, net, marcat de apariţia unei fâşii biotitice. În majoritatea cazurilor, corpurile pegmatitice sunt nezonate sau prezintă un început de zonare; se întâlnesc însă şi corpuri pegmatitice cu structură zonară bine definită şi descrisă de Avramescu (1961), care distinge: zona externă, cu structură grafică, alcătuită din feldspaţi, cuarţ şi biotit, care predomină muscovitul; zona intermediară *I*, cu structură echigranulară, formată din plagioclaz, cuarţ şi muscovit; zona intermediară *II*, cu dezvoltare largă a feldspatului în *blocuri*, puţin cuarţ şi muscovit larg cristalizat; nucleul, format din *blocuri* de cuarţ, uneori cu muscovit.

Cel mai mare corp pegmatitic – Cataractele Lotrului (fig.14) – se caracterizează prin unele particularităţi distincte. În acest sens, urmărind linia de contact cu metamorfitele înconjurătoare, se constată că pe unele porţiuni aceasta este puternic curbată, devenind apoi dreaptă sau uşor sinuoasă. În lungul contactului diferă şi caracterul acestuia, care poate fi net sau difuz. În ansamblu, corpul pegmatitic se dispune concordant faţă de şistozitatea paragnaiselor seriei Sebeş-Lotru. Pe unele porţiuni însă, care pot ajunge la ordinul zecilor de metri, corpul pegmatitic se găseşte într-o poziţie discordantă. Această complexitate a formei şi naturii contactului corpului Cataracte s-ar putea datora înglobării mai multor corpuri de pegmatite preexistente, cu caractere genetice distincte, care şi-au imprimat în mod diferit aspectele specifice. Este posibil, însă, ca la formarea acestui corp pegmatitic de dimensiuni mari să fi participat mai multe procese genetice a căror influenţă a predominat succesiv sau a alternat, generând aspecte distincte.

După compoziţia mineralogică, pegmatitele din Munţii Lotrului sunt predominant feldspatice în sectoarele Obârşia Lotrului, Balu, Cataracte etc. şi muscovitice în vârful Mănăileasa, la Padina, Frâncu, Cataracte etc. Demne de menţionat sunt şi pegmatitele cu metale rare de la Pietrele Albe, Haneş, Streaja, Ţancuri, Despina, în care apar: beril, monazit, zircon etc.

Geneza pegmatitelor din Munţii Lotrului a fost prezentată de origine magmatică de Rotman (1922, 1931), Grosu şi Angelescu (1961), Trifulescu şi colab. (1972), Floarea Diaconu şi colab. (1976) şi de origine anatectică-metamorfică de Ghika-Budeşti (1934), Savu (1977), Hann (1987), Murariu (1994), etc. După Trifulescu şi colab. (1972), corpul pegmatitic Cataracte s-a format

Scanned with OKEN Scanner

prin consolidarea unor topituri granitice reziduale, în condiţiile unor sisteme fizico-chimice deschise, cu pătruderea repetată a unor soluţii îmbogăţite postmagmatic.

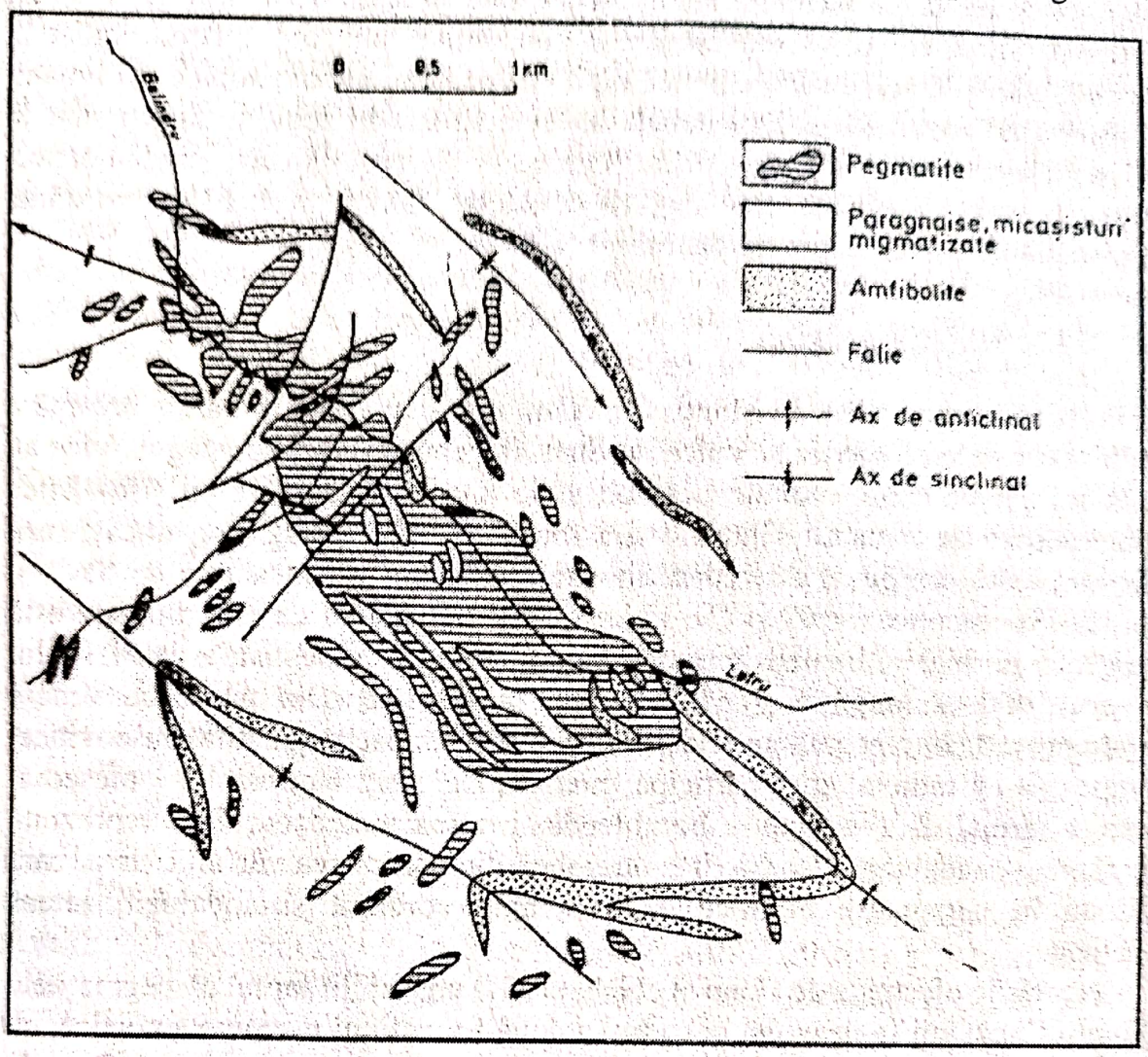


Fig.14. Corpul de pegmatite de la Cataractele Lotrului (Savu şi Schuster, 1975).

Stadiul magmatic al procesului pegmatitic ar corespunde, după Floarea Diaconu şi colab. (1973), la două etape: etapa calco-sodică de temperatură ridicată (700...600^{0}C) reprezentată prin structurile grafice relicte ale oligoclazului cu cuarţul, în care apare asociat şi biotitul; etapa potasică, în care a avut loc cristalizarea microclinului din structurile grafice. A urmat hidroliza, caracterizată de formarea muscovitului larg cristalizat, însoţit de turmalină. Albitizarea se reflectă în pertitizarea microclinului, iar cuarţul depus pe fisuri reprezintă etapa acidă, finală a pegmatitogenezei. Teodosia Mânecan (1985) a arătat că în munţii Lotru coexistă pegmatite alcaline – potasice de origine magmatică – cu pegmatite calco-alcaline formate dintr-un pluton generator sintectonic de origine anatectică şi de compoziţie granitoidă, presupus în adâncime (pegmatite anatectice), la care se adaugă pegmatitele formate prin segregare metamorfică. Conţinutul mai ridicat în alcalii şi în unele metale rare (Be) sunt caracteristice proceselor de substituţie ale

Scanned with OKEN Scanner

stadiilor pneumatolitic şi hidrotermal. Prezenţa mai multor generaţii de feldspaţi şi muscovit indică o activitate magmatică pulsatorie – generatoare a zonelor de îmbogăţire în elemente alcaline, mice, metale rare precum a filonaşelor de cuarţ hidrotemal. Sursa soluţiilor substituente a constituit-o un corp granitic situat în adâncime. Ultimele idei genetice indică faptul că pegmatitele din zona cu sillimanit sunt de origine anatectică-palingenetică, iar cele situate în zona cu disten sunt în parte anatectice sau formate prin segregări şi remobilizări metamorfice. Pegmatitele sunt localizate frecvent la contactul dintre litologii contrastante (micaşisturi-gnaise), aspect remarcat recent şi de Săbău (1995).

1.1.3.7. *Munţii Căpăţânii*

Prezenţa pegmatitelor în Munţii Căpăţânii este cunoscută în partea dreaptă a Lotrului, între valea Repedea şi Valea lui Stan. În general, corpurile pegmatitice au dimensiuni obişnuite, de ordinul metrilor, şi se dispun concordant cu şistozitatea mezometamorfitelor zonei cu sillimanit şi a zonei cu disten (paragnaise, micaşisturi, amfibolite), care din punct de vedere litostratigrafic au fost încadrate de Savu şi colab. (1978) complexelor C_1 şi C_2, acestea constituind stiva de roci din care este alcătuit întregul masiv. Dimensiuni mai deosebite au unele pegmatite la Plaiul lui Stan: cca 1000 m lungime şi până la 200 m grosime. Din punct de vedere mineralogic se disting pegmatite feldspatice şi , subordonat, pegmatite muscovitice. În compoziţia lor mineralogică pârticipă: cuarţ + plagioclaz + microclin + muscovit + biotit ± turmalină ± granaţi ± hornblendă. Un caz mai deosebit îl reprezintă pegmatitele cu andaluzit şi cordierit ± turmalină din apropierea vârfului Ursu, care se dispun în paragnaise biotitice cu sillimanit, cordierit şi andaluzit, intens migmatizate.

Cercetările efectuate de Hann şi colab. (1987) au stabilit faptul că pegmatitele din Munţii Căpăţânii se dezvoltă în cadrul a două formaţiuni mezometamorfice, cu caractere distincte: Formaţiunea Ursu (Solzul Ursu), bazică, cu metamorfism de presiune coborâtă în faciesul amfibolitelor cu cordierit, cu un retromorfism în zona cu andaluzit + muscovit şi formaţiunea de Vaideeni, cu caracter pronunţat pelitic şi metamorfism de presiune medie (zonele cu disten, staurolit, respectiv sillimanit + muscovit ± staurolit). După cum menţionează autorii citaţi mai sus, aceste două formaţiuni sunt separate printr-un plan tectonic însoţit de milonite.

1.1.4. Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare

Subprovinciei pegmatitice Gilău-Muntele Mare îi aparţine districtul pegmatitic Someşul Rece-valea Iara, în seria (litogrupul) Someş: gnaise, micaşisturi cu almandin, disten, staurolit, sillimanit, migmatite, leptinite şi districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu, în seria (litogrupul) Baia de Arieş: micaşisturi cu almandin, staurolit, disten, gnaise, amfibolite (Ştefan şi colab., 1967;

Scanned with OKEN Scanner

Mârza, 1980). Cu totul subordonat, se cunosc pegmatite, de dimensiuni reduse, în granitul de Muntele Mare şi în granitoidul de Vinţa (Murariu şi colab., 1988; Stumbea, 1998), formate prin diferenţiere magmatică.

Seria Someş a fost împărţită de Rădulescu şi Dimitrescu (1982), Dimitrescu (1988 a, b) în trei formaţiuni: 1) formaţiunea terigenă inferioară (= formaţiunea micaşisturilor de Valea Coşuri); 2) formaţiunea mediană, leptino-amfibolitică (= formaţiunea amfibolitelor de Giurcuţa); 3) formaţiunea terigenă superioară (= formaţiunea micaşisturilor de Bălceşti). Balintoni (1997) a denumit aceste formaţiuni litozone şi le-a încadrat, împreună cu litozonele Arada (paragnaise şi amfibolite retromorfe, metamporfiroide, cuarţite negre grafitoase) şi Botfei (micaşisturi, cuarţite feldspatice, amfibolite) în litogrupul Someş de vârstă precambriană.

Caracterul policiclic al metamorfielor seriei Someş a fost semnalat de Dimitrescu (1958, 1960), Aurica Trif (1961), Mârza (1969) etc. şi confirmat sugestiv de cercetările ulterioare efectuate de Hârtopanu şi colab. (1982), Hârtopanu şi Paulina Hârtopanu (1986), Dimitrescu (1988 a, b), care relevă pentru metamorfitele acestei unităţi trei cicluri de neoformare a mineralelor.

Metamorfitele seriei Someş, situate la est de granitul de Muntele Mare, în care sunt localizate pegmatitele districtului Someşul Rece-valea Iara, au fost grupate de Hârtopanu (1986) în: 1) formaţiunea terigenă (metapelitică) inferioară şi 2) formaţiunea gnaiselor cuarţo-feldspatice.

Concentrarea pegmatitelor are loc într-o arie caracterizată de profunde transformări metamorfice (Mârza, 1980; fig. 15): văile Bondureasa, Iara, Şoimului, Someşul Rece, Râşca; Crişeni etc. Pegmatitele au luat naştere în timpul manifestării evenimentelor M_1 (izogradele staurolit, disten) şi – mai ales – M_2 (sillimanit) ale etapei prograde din cadrul metamorfismului regional policiclic. Unele aspecte microscopice indică posibilitatea unui efect ulterior retrograd al metamorfismului şi asupra pegmatitelor (ciclul M_3). Demn de menţionat este faptul că retromorfismul varistic, decelabil mineralogic, a fost confirmat de Dallmeyer şi colab. (1994) prin determinări de vârste izotopice $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Pegmatitele se prezintă sub formă de corpuri lentiliforme, filoane simple sau ramificate, cu lungimi care ating ordinul sutelor de metri şi gro-simi care variază frecvent între 1 şi 10-20 m. Corpurile pegmaitice cele mai dezvoltate măsoară până la 600 m lungime şi cca 80 m grosime (Muntele Rece). Pegmatitele se dispun concordant, uneori discordant faţă de şisto-zitatea mezometamorfitelor gazdă, cu un contact net, difuz sau tectonic. În zona de contact, sub efectul fluidelor pegmatitice se remarcă prezenţa unor procese de feldspatizare, biotitizare, turmalinizare. Acumularea în zona de contact a pegmatitelor cu metamorfitele gazdă a unor minerale femice (bio-tit, turmalină, granat etc.) constituie, în mare parte, rezultatul unei migrări a elementelor feromagneziene în sens opus celor salice (Constantinescu şi colab., 1976). Macrotextura pegmatitelor este masivă şi parţial zonală (simetrică şi asimetrică), rar miarolitică, iar structura variază de la

Scanned with OKEN Scanner

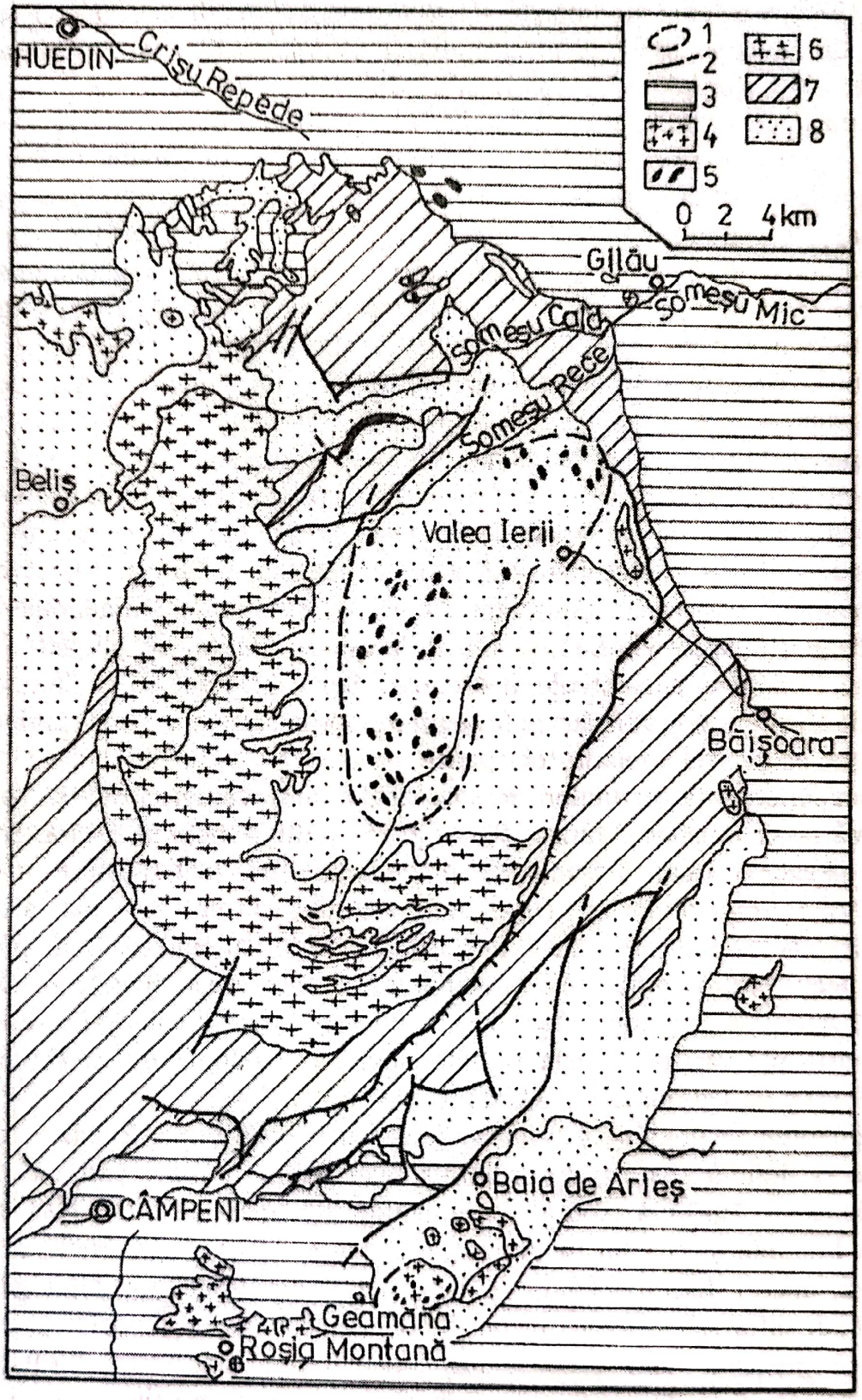


Fig.15. Repartiţia pegmatitelor în subprovincia Gilău-Muntele Mare (Mârza, 1980): *1*- cadrul subprovinciei Gilău-Muntele Mare cu districtele: Someşul Rece-Valea Iara (la nord) şi Geamăna-Măzăratu (la sud); *2* - linie de încălecare; *3* - sedimentar mezozoic- cainozoic; *4* - magmatite laramice şi neogene; *5* - pegmatite; *6* - granitoide; *7* - epimeta-morfite; 8 - mezometamorfite (seriile Someş şi Baia de Arieş).

Scanned with OKEN Scanner

aplicată, la structura în *blocuri* (Stoicovici şi Aurica Trif, 1950; Iosof şi colab., 1975; Constantinescu şi colab., 1976; Mârza, 1985).

Componenţii principali ai pegmatitelor sunt feldspaţii potasici, plagioclazii acizi, cuarţul, muscovitul şi biotitul. Accesoriu se mai găseşte turmalină (schörl) şi granaţi almandin-spessartinici (Stoicovici şi colab., 1957; Murariu şi Alla Zămârcă, 1979, 1986; Stumbea, 1998), iar accidental apare apatit, beril, ilmenit, titanit, lepidolit (?), zircon, monazit, orthit, disten, sillimanit, actinot, epidot-zoizit (Mârza, 1980; Mârza şi colab., 1988). Demn de menţionat este faptul că prin analiza röentgen a unor probe prelevate dintr-un corp pegmatitic de pe valea Iara, absolventul V. Munteanu de la Universitatea din Cluj-Napoca, în *Lucrarea sa de diplomă*, a pus în evidenţă noi minerale de metale rare şi de metale radioactive (spodumen, thorianit) (Mârza, 1985). Alături de aceste minerale mai sunt prezente: molibdenit, pirită, pirotină, ilmenit, calcopirită, enargit, marcasită, depuse în etape tardive, pneumatolit-hidrotermale.

Din punct de vedere mineralogic, pegmatitele cristalinului de Gilău pot fi grupate în: pegmatite feldspatice (plagioclaz-microclinice, microclinice cu sau fără structură grafică); pegmatite feldspat-muscovitice (pegmatite plagioclaz-muscovitice şi plagioclaz-microclinice cu muscovit); pegmatite muscovitice. Unii autori (Stoicovici şi colab., 1957; Stoicovici şi Aurica Trif, 1963, Mârza şi colab., 1973) au descris şi alte tipuri de pegmatite, care apar cu totul subordonat (cu turmalină, cu molibdenit, cu granaţi, cu ilmenit) şi care reprezintă stadii (etape) din evoluţia geochimică a procesului de formare a pegmatitelor feldspatice şi a celor micafere.

Sub aspect economic, se deosebesc pegmatite ceramice, care se valorifică, şi pegmatite muscovitice. Stoicovici şi colab. (1957) au arătat că turmalina ar putea prezenta interes pentru extragerea borului. Pegmatitele ceramice au dezvoltarea cea mai mare, deosebindu-se pegmatite feldspatice-potasice (văile Râşca Mare, Doleşti, Şoimului, Bondureasa, Pârâul Lăii, La Tău, Pârâul Zezii etc.) şi feldspatice-sodice (La Crişeni, Valea Şoimului). Pegmatitele muscovitice apar mai rar şi formează, în general, corpuri de dimesniuni reduse. Muscovitul, care este prezent în toate pegmatitele (1-5%), poate realiza uneori şi conţinuturi mai ridicate, până la 30%, foarte rar mai mult (Mârza, 1985). Pegmatitele muscovitice se cunosc pe valea Iara (Fântâna cu Brad, Pârâul Zezii), la Crişeni, la Ştiubei etc.

Cercetările efectuate de Mârza (1980) scot în evidenţă faptul că în Munţii Gilăului, granitul de Muntele Mare, pegmatitele şi migmatitele reprezintă produsele unui proces unic de anatexie-granitizare (ultrametamorfism), dezvoltat în etape şi realizat printr-un mecanism de diferenţiere magmatică, când fuziunea a fost deja completă (magmă regenerată) şi printr-o diferenţiere metamorfică, când fuziunea a fost parţială (migmă).

Contribuţii semnificative la caracterizarea complexă a pegmatitelor din Cristalinul Gilăului au fost prezentate recent de Stumbea (1998) în teza de doctorat: „Pegmatitele din Cristalinul Gilăului (Munţii Apuseni)". Studiul geochimic al pegmatitelor şi al mineralelor constituente a urmărit distribuţia geochimică a

Scanned with OKEN Scanner

elementelor majore şi a unor elemente minore şi a încercat să stabilească modul în care metodele geochimice de investigare pot aduce date semnificative referitoare la geneza pegmatitelor din Cristalinul Gilăului, comparativ cu pegmatitele situate în granitul de Muntele Mare. Prelucrarea şi interpretarea analizelor chimice au permis autorului conturarea unor anomalii geochimice care se suprapun spaţial unele peste altele şi se manifestă, parţial, în zonele în care au fost semnalate fenomene de granitizare. Acest aspect arată că zonele respective au fost afectate de metamorfismul cu intensitatea cea mai ridicată în arealul geologic al cristalinului de Gilău. În aceste perimetre se face trecerea de la domeniul procesual al diferenţierii metamorfice, la cel al anatexiei. Trecerea de la formarea pegmatitelor prin difuziune selectivă a unor elemente (Si, Al, K, Na etc.) – diferenţiere metamorfică, la formarea pegmatitelor din topituri rezultate în urma fuziunii selective a mineralelor preexistente – anatexie, implică manifestarea unor etape fluide tardive (pneumatolit-hidrotermale) în procesul de pegmatitogeneză. Caracteristicile mineralogice precum şi datele geochimice (elemente majore şi minore), obţinute de autorul menţionat mai sus, sugerează ideea că pegmatitele seriei de Someş se încadrează – conform clasificării lui Ginzburg şi colab. (1979) – în grupa pegmatitelor metamorfice cu mica, cantonate în roci metamorfice aparţinând faciesului amfibolitic.

Districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu cuprinde lentile şi filoane pegmatitice care nu întrec în lungime ordinul zecilor de metri, având până la cca. 10 m grosime, dispuse în rocile metamorfice ale seriei de Baia de Arieş şi în granitoidul de Vinţa (Dimitrescu şi Zitti, 1985). Pegmatitele prezintă structuri grafice, pegmatoide şi în blocuri. Structurile grafice, formate în cea mai mare parte prin substituţii metasomatice, sunt mai frecvente în pegmatitele localizate în roci metamorfice (Murariu şi colab., 1988). Unele pegmatite prezintă o zonalitate incipientă, remarcându-se în acest sens o creştere a granulaţiei mineralelor spre părţile interne ale corpurilor pegmatitice.

Pegmatitele sunt constituite din feldspaţi, cuarţ şi muscovit ca minerale principale şi din granaţi, turmalină şi biotit ca minerale accesorii. Prezenţa sulfurilor caracterizează stadiul pneumatolitic (molibdenit) şi o fază epitermală finală (pirită, calcopirită) (Mârza şi colab., 1973). După compoziţia mineralogică, pegmatitele aparţin tipului feldspatic şi muscovitic, iar mineralizaţia molibdeniferă este prezentă în pegmatitele feldspatice-ortoclazice.

1.1.5. Pegmatitele din Munţii Plopiş

Alcătuiesc un câmp pegmatitic izolat a cărui caracteristică interesantă o constituie prezenţa în cadrul pegmatitelor a unor megacristale de rutil şi a unor cristale idiomorfe de andaluzit (Stusievicz şi Elisabeta Stusievicz, 1985). Pegmatitele sunt prezente în partea de est a Munţilor Plopiş, în bazinul văii Bistra, fiind dispuse în roci metamorfice caracteristice seriei Someş (zona cu biotit şi

Scanned with OKEN Scanner

almandin şi zona cu almandin şi staurolit; Câmpeanu şi Nadia Câmpeanu, 1966). Pegmatitele se prezintă sub formă de lentile de dimesniuni reduse (maximum un metru lăţime), cu efilări frecvente. Compoziţia mineralogică, caracteristică pegmatitelor metamorfice, mai cuprinde cuarţ, feldspaţi, muscovit, schörlit, granaţi (uneori intens cloritizaţi), ilmenit. Cristalizarea acestor minerale s-a realizat din soluţii pegmatitice cuarţo-feldspatice care au luat naştere prin procesul de ultrametamorfism şi diferenţiere metamorfică a rocilor preexistente.

1.1.6. Pegmatitele din Măgura Şimleului

Sunt situate în şisturi cuarţitice asociate cu micaşisturi, para- şi ortognaise (Seria Someş). Lentilele pegmatitice (Valea Prundului) au dimensiuni reduse (1-1,5 m în grosime) şi sunt constituite din cuarţ (1 - 4 cm), albit, ortoclaz, muscovit, turmalină, granaţi (Kalmár, 1996).

1.1.7. Pegmatitele cristalinului Buziaş

Filoane pegmatitice de dimensiuni reduse (35-100 m lungime şi 0,8-2 m grosime) sunt dispuse concordant în gnaisele plagioclazice ale litozonei Silagiu, pe văile: Biriş, Piatra Babei, Crucii, Pârpora etc., precum şi în forajul F-8 Racoviţă (Iancu, 2000). Pegmatitele au textură masivă şi conţin: cuarţ, plagioclaz acid, microclin, muscovit (până la plăci decimetrice), biotit, turmalină şi apatit. După compoziţia mineralogică şi chimică, pegmatitele sunt feldspatice (potasice > sodice) şi muscovitice. Subordonat, mai sunt prezente pegmatite cu turmalină şi aplite plagioclazice, ultimele fiind alcătuite din cuarţ + plagioclaz acid (Ab_{81}) + microclin (Or_{85}) + biotit deferizat, cu incluziuni de hematit.

1.1.8. Pegmatitele intruziunilor de Codru

O menţiune specială trebuie acordată pegmatitelor grupei hornblendit-trondhjemitică a intruziunilor de Codru, unde pe unul din afluenţii de stânga ai văii Bistra (în aval cu cca 1,5 km de confluenţa acesteia cu Valea Scredelului) aflorează pegmatite cu cristale de amfiboli de până la 15 cm lungime (Dimitrescu, 1958; Dimtrescu şi Gabriela Covali, 1984; Buzgar, 2000), care mai conţin plagioclaz, uneori în relaţie de reacţie cu amfibolul, precum şi cuarţ + sericit + titanit + minerale opace. Pegmatitele s-au format prin recristalizarea amfibolului (magnezio-hornblendă), în urma reacţiei cu plagioclazul, în prezenţa unui fluid interstiţial cu presiune ridicată.

Scanned with OKEN Scanner

1.2. Considerații geochimice asupra metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice

Fondul petrografic al teritoriilor în care se dezvoltă pegmatitele provinciei Carpatice din România îl constituie diferite tipuri de micaşisturi şi paragnaise. Cu totul subordonat, unele pegmatite mai sunt cantonate în calcare cristaline (subprovincia pegmatitică Preluca), în amfibolite (subprovincia pegmatitică Rodna; Munții Şureanu, Lotru – subprovincia pegmatitică Getică). Se mai cunosc pegmatite în granitul de Muntele Mare, în granitoidul de Vința, în granitoidele domeniilor danubian şi getic, în granitele nord-dobrogene etc. Demn de menționat este că marea majoritate a corpurilor pegmatitice sunt prezente în rocile în care metamorfismul regional a atins intensități medii şi ridicate, realizându-se astfel şi condițiile necesare anatexiei. Prezența mineralelor index (*almandin, staurolit, disten, sillimanit*) precum şi apariția migmatitelor confirmă realizarea acestor condiții.

Cercetările noastre, efectuate asupra rocilor metamorfice în care este localizată cea mai mare parte a pegmatitelor, completează observațiile petrografice cu unele date de ordin geochimic şi geotermometric. Studiul petrochimic al metamorfitelor a urmărit, în mod special, evidențierea unor tendințe privind natura materialului premetamorfic precum şi evoluția concomitentă şi interdependentă dintre pegmatite şi metamorfitele-gazdă în timpul proceselor metamorfice care le-au generat. Rezultatele obținute arată că micaşisturile şi paragnaisele – rocile predominante ale câmpurilor pegmatitice – se caracterizează din punct de vedere geochimic prin conținuturi ale principalelor elemente constituente tipice pentru roci sedimentare cu un grad ridicat de maturitate, cum sunt pelitele, şi pentru roci metamorfice rezultate din ele. Conținutul în oxizi alcalini ale acestor roci sunt destul de apropiate de valorile prezente în pegmatitele muscovitice şi în cele feldspatice (potasice), aspect care sugerează evoluția concomitentă şi interdependența dintre cele două tipuri de roci în timpul proceselor metamorfice care le-au generat. Acest lucru este confirmat şi de valorile apropiate ca mărime ale alcalinității relative (Ar) a rocilor metamorfice şi a pegmatitelor localizate în ele (vezi tabelul 109). Pentru amfibolite, valorile oxizilor, ale parametrilor *Semenenko* precum şi ale unor elemente minore sunt tipice pentru rocile bazice.

1.2.1. Paragnaisele

Roci bogate în feldspați, cuarț şi mice, paragnaisele prezintă o granulație mai mare şi o şistozitate evidentă, marcată de biotit şi muscovit care se dezvoltă pe planele de foliație. Varietățile cele mai des întâlnite în câmpurile pegmatitice din țara noastră sunt paragnaisele micacee şi paragnaisele cu sillimanit. Ele formează fondul petrografic al majorității câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice(seriile: Baia de Arieş, Rebra, Someş, Sebeş-Lotru).

Scanned with OKEN Scanner

În majoritatea probelor analizate, biotitul predomină asupra muscovitului, iar granatul se caracterizează printr-un conținut ridicat în fier şi prezintă adesea o structură poichilitică. Feldspatul plagioclaz este maclat polisintetic şi după conținutul în anortit este un oligoclaz, uneori slab sericitizat. Ca minerale accesorii sunt prezente: apatit, zircon, sfen, staurolit, disten, sillimanit. În multe cazuri, paragnaisele micacee trec în micaşisturi, formând alternanțe caracteristice.

Compoziția chimică a unor probe de paragnaise (tabelul 1) pune în evidență valori ridicate de SiO_2 şi Al_2O_3, aspect care constituie un indiciu în favoarea originii pelitice a rocilor din care au provenit. Conținutul cel mai scăzut în silice a fost determinat de Dimitrescu şi Murariu (1981) într-o probă de paragnais cu porfiroblaste de albit (50,70 % SiO_2; 19 % cuarț; qz = - 2). Oxidul de titan variază în limite destul de largi, cu valori mai scăzute în paragnaisele cuarțitice şi mai ridicate în paragnaisele cu biotit.

În majoritatea probelor analizate se remarcă predominarea Fe^{2+} asupra Fe^{3+}. Între conținutul de titan şi cel de fier total există o corelație pozitivă, caracteristică rocilor metamorfice luate în studiu (fig.16).

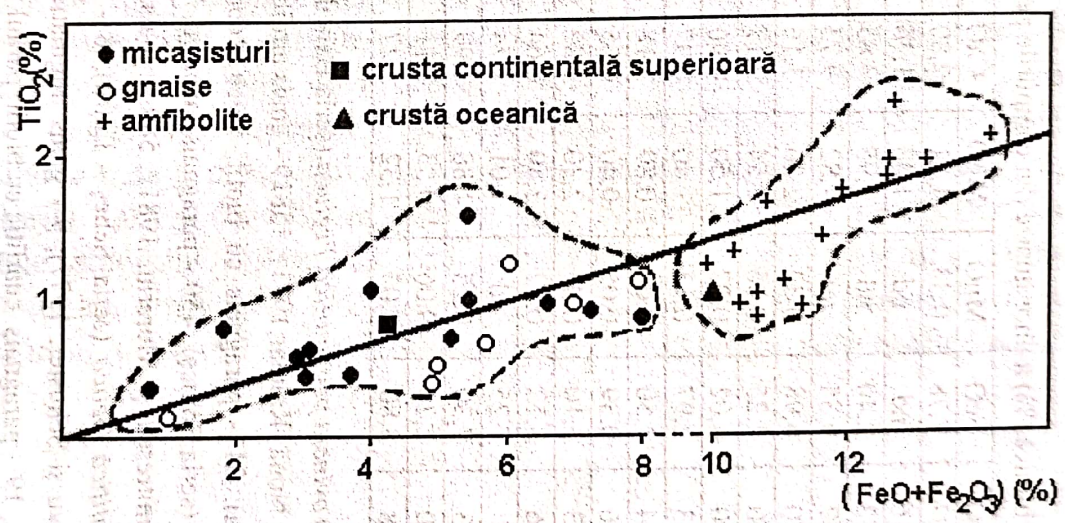


Fig. 16. Corelația ($FeO + Fe_2O_3$):TiO_2 în metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Unele valori mai ridicate de magneziu sunt prezente în paragnaisele biotitice, iar distribuția calciului arată o participare mai redusă în paragnaisele cu sillimanit, valorile cele mai ridicate fiind prezente în gnaisele amfibolice din câmpurile pegmatitice ale subprovinciei Preluca (3,85 - 9,93 % CaO). Conținutul în oxizi alcalini se caracterizează prin predominarea potasiului asupra sodiului. Paragnaisele analizate prezintă, în general, valori ale sumei alcaliilor apropiate de cele prezente în pegmatitele mucovitice.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 1

Compoziția chimică (%) a unor gnaise din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice

Proba	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Total	Na_2O+K_2O	A/NKC
443	63,64	1,20	18,20	0,27	7,78	0,33	1,71	2,80	1,80	1,90	0,69	100,32	3,70	1,80
8837	80,55	nd	11,93	1,16	nd	nd	1,43	1,36	0,58	2,82	0,73	100,56	3,40	1,84
15819	66,00	nd	20,30	2,52	2,40	nd	1,95	3,85	1,13	0,50	1,20	99,85	1,63	2,16
Gn-1	48,83	nd	17,11	3,37	9,35	nd	7,82	9,73	1,51	0,27	1,91	99,90	1,78	0,84
311	60,21	0,92	20,78	2,70	6,98	0,33	2,26	1,16	1,53	1,83	1,28	99,98	3,36	3,15
338	72,65	0,24	15,38	0,50	2,25	0,06	1,54	2,17	3,40	1,51	0,50	100,20	4,91	1,40
450	69,10	0,57	11,74	4,40	4,02	0,07	1,50	0,96	3,37	1,72	2,70	100,15	5,09	1,28
456	50,70	0,77	25,22	5,83	2,97	0,17	1,40	0,97	2,11	5,05	4,05	99,24	7,16	2,36
589	70,50	0,58	15,41	1,64	1,50	0,04	0,89	3,18	2,97	2,58	Nd	99,33	5,55	1,14
348	75,70	0,40	12,70	1,06	0,39	0,05	0,40	0,35	0,45	7,80	0,70	100,00	8,25	1,30
8	59,62	0,60	19,35	4,13	3,10	0,05	2,30	1,82	2,15	3,84	2,55	99,51	5,99	1,75
1345	66,20	1,02	11,10	1,56	8,12	0,12	2,40	0,64	1,53	4,29	3,00	100,16	5,82	1,33
9	70,49	0,51	13,86	nd	7,25	nd	1,01	1,74	2,54	2,12	0,44	100,05	4,66	1,40
15	63,04	0,77	18,23	0,53	7,30	0,25	1,88	1,99	0,30	4,18	1,24	99,71	4,48	2,11
19	73,63	0,27	15,41	0,50	2,24	0,06	0,53	2,11	1,50	3,43	0,48	100,16	4,93	1,54
F8-18	68,20	0,82	15,36	0,88	3,80	0,05	1,32	1,27	1,83	3,12	1,45	97,48	4,95	1,77

nd - nedeterminat. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieş, formaţiunea Preluca Nouă): 443 - gnais biotitic cu granat, Valea Domoşei; 8837 - gnais leucocrat, Preluca Nouă (Kalmár,1971); 15819 - gnais amfibolic, Boiu Mare (Kalmár,1971); Gn-1 - gnais amfibolic,Valea Oii; *subprovincia pegmatitică Rodna* (Seria Rebra): 311- paragnais cu biotit, valea Rebrişoara (Rb^{Sc}_3); 338 - paragnais micaceu, valea Rebra (Rb^{Sc}_3); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare* (seria Someş): 450 - paragnais micaceu, Valea Bulzului (Dimitrescu şi Murariu, 1981); 456 - paragnais cu porfiroblaste de oligoclaz, Valea Coşului (Dimitrescu şi Murariu, 1981); 589 - gnais, valea Râşca Mică (Aurica Trif, 1969); 348-ortognais, Măgura Şimleului (Kalmár,1996); *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeş - Lotru); 8 - paragnais biotitic, Armeniş (Hann, 1987); 1345 - paragnais cu sillimanit, creasta Turnurele, munţii Lotru (Savu şi Schuster, 1977); 9 - gnais migmatic, barajul Balindru, Munţii Lotru (Savu şi Schuster, 1977); 15 – paragnais biotitic, pârâul Conţu, munţii Cibin; 19 – paragnais cuarţitic cu biotit, pârâul Conţu, munţii Cibin. *Pânza Supragetică exterioară:* F8-18 – gnais plagioclazic, insula cristalină Buziaş-Sacoşu Mare (Iancu, 2000). A/ NKC - raportul molar : $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$.

Scanned with OKEN Scanner

1.2.2. Micaşisturile

În câmpurile cu roci pegmatitice ale provinciei Carpatice, participarea cantitativă a mineralelor constituente permite separarea mai multor tipuri de micaşisturi (micaşisturi±granaţi, micaşisturi cu disten, micaşisturi cu staurolit, micaşisturi cu biotit şi granat±disten, micaşisturi cuarţoase±biotit±granat etc.; tabelul 2). Aceste roci prezintă structuri care variază de la lepidogranoblastică până la porfiroblastică, determinate de variaţia cantitativă precum şi de forma diferită de dezvoltare a mineralelor componente, care se prezintă uneori fie ca porfiroblaste (granaţi, staurolit, disten), fie sub formă de lamele (biotit, muscovit).

Analizele chimice ale diferitelor tipuri de micaşisturi arată, ca şi în paragnaise, conţinuturi ridicate în SiO_2 şi Al_2O_3, ceea ce indică natura sedimentară a acestor roci. Valorile oxidului de titan sunt mai ridicate în micaşisturile biotitice şi variază direct proporţional cu cantitatea de fier total (fig.16). În majoritatea micaşisturilor analizate se remarcă conţinuturi mai ridicate de FeO decât de Fe_2O_3. În unele probe, gradul mai ridicat de oxidare al fierului se datorează retromorfismului. Datele analitice mai scot în evidenţă conţinuturi mai ridicate de fier, magneziu şi alcalii în micaşisturile biotitice.

În micaşisturile şi paragnaisele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice, între conţinutul de mangan şi cel de silice este prezentă o corelaţie negativă, redată în figura 17. Comportarea alcaliilor este determinată de predominarea netă a potasiului faţă de sodiu, iar conţinutul de MnO este cuprins între valorile 0,05 şi 0,54 %, prezentate de Miyashiro (1994), pentru metapelite. Rezultatele studiului chimic al paragnaiselor şi micaşisturilor din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice arată că valorile conţinuturilor în oxizi oscilează în limite destul de largi, ceea ce justifică varietăţile petrografice separate.

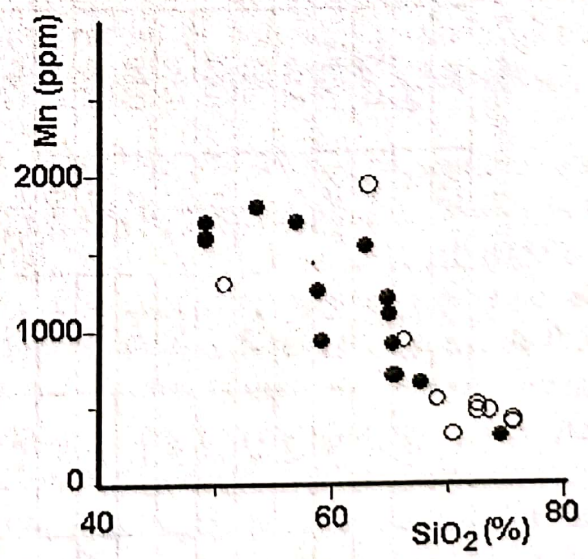


Fig. 17. Corelaţia Mn:SiO_2 în micaşisturile (•) şi paragnaisele (o) în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 2

Compoziția chimică a unor micașisturi în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice

%	432	Mc-2	1470	70	107	310	313	341	451	449	12	1301	7	42
SiO_2	49,08	65,21	48,10	64,99	65,55	62,82	53,46	67,65	65,23	60,65	52,58	65,74	59,13	49,49
TiO_2	0,97	0,53	0,96	0,65	0,53	0,78	1,71	0,75	0,51	0,98	1,00	0,92	0,71	0,81
Al_2O_3	27,43	17,19	27,46	19,80	17,15	22,48	19,65	17,14	17,20	21,70	26,08	14,90	21,35	24,79
Fe_2O_3	1,60	0,67	1,64	3,03	1,02	0,82	3,28	1,64	0,68	1,51	2,46	2,05	4,20	6,34
FeO	7,43	5,05	5,31	2,23	3,98	3,02	4,20	3,56	5,07	4,36	3,62	8,12	5,01	2,84
MnO	0,21	0,11	0,11	0,14	0,09	0,19	0,23	0,08	0,09	0,07	0,11	0,02	0,12	0,07
MgO	2,09	1,72	2,11	1,08	2,69	2,12	4,31	2,71	1,73	1,00	1,50	1,11	1,58	3,32
CaO	2,27	2,03	2,24	0,89	2,99	0,98	4,80	1,52	2,00	0,69	0,70	0,31	1,86	1,74
Na_2O	1,50	1,47	1,54	0,16	0,37	1,59	1,99	0,50	1,48	2,04	0,59	0,68	0,90	1,23
K_2O	5,03	3,18	7,00	5,68	2,40	4,04	5,23	3,03	3,16	2,71	6,24	4,36	2,47	5,57
H_2O	2,57	2,82	2,87	1,47	3,76	1,55	1,12	1,66	2,81	3,45	4,21	1,84	2,32	3,16
Total	100,18	99,98	99,34	100,12	100,53	100,4	99,98	100,24	99,96	99,16	99,18	100,05	99,35	99,84
Na_2O $+K_2O$	6,53	4,65	8,54	5,84	2,77	5,63	7,22	3,53	4,64	4,75	6,83	5,04	3,37	6,80
A/NKC	2,30	1,80	1,94	2,46	1,98	2,56	1,11	2,49	2,81	2,88	2,90	2,32	2,85	2,21

Localizarea probelor: *Subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieş): 432 - micaşist cu granat, Valea Domoşei (formaţiunea Valea Cavnicului); Mc-2 - micaşist, dealul Copalnic (formaţiunea Preluca Nouă); 1470 - micaşist cu granat, Răzoare (formaţiunea Preluca Nouă); *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): 70 - micaşist cu muscovit, biotit, disten, valea Rebra (Rb^{Cd}_3); 107 - micaşist cu granaţi şi staurolit, valea Rebra (Rb^{Cd}_3); 310 - micaşist muscovitic,valea Rebrişoara (Rb^{Sc}_3); 313 - micaşist biotitic cu granaţi, valea Rebrişoara (Rb^{Sc}_3); 341 - micaşist cu granat şi staurolit, valea Rebra (Rb^{Sc}_3); 451- micaşist muscovitic cu staurolit, valea Caselor (Rb_2); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare* (seria Someş): 449 - micaşist cu granat, Valea Bulzului (Dimitrescu şi Murariu, 1981); *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebş - Lotru): 12 - micaşist biotitic, Armeniş (din Hann, 1987); 1301 - micaşist cu staurolit, Poiana Dobrun-Munţii Lotru (Savu şi Schuster, 1977); 7 - micaşist cu disten, pârâul Conţu-munţii Cibin. *Pânza Supragetică exterioară*: 42 - micaşist cu almandin, insula cristalină Buziaş-Sacoşu Mare (Iancu, 2000).

Scanned with OKEN Scanner

1.2.3. Amfibolitele

În câmpurile cu roci pegmatitice din țara noastră, amfibolitele apar subordonat, sub formă de intercalații în masa micașisturilor și gnaiselor, de care se deosebesc prin masivitate, culoare cenușiu închisă-verzuie și compoziție mineralogică specifică. Ele sunt mai frecvente în seriile: Rebra (sudprovincia pegmatitică Rodna), Baia de Arieș (subprovincia pegmatitică Preluca) și pot fi grupate în amfibolite masive și amfibolite șistoase. Șistozitatea este atribuită dispoziției paralele a cristalelor lung-prismatice de hornblendă; între prismele de hornblendă apare frecvent feldspatul plagioclaz (An_{30}) sub formă de cristale hipidiomorfe. Hornblenda, cu un pleocroism puternic, este însoțită adesea de cristale columnare fine de epidot și zoizit. Cristalele de granați sunt frecvent cataclazate iar spațiile dintre fragmente sunt umplute cu granule de cuarț și biotit. Lamelele de biotit sunt orientate paralel, în lungul fețelor de prismă ale cristalelor de hornblendă. Calcitul formează cristale bine individualizate sau se prezintă ca agregate fin cristalizate, răspândite în masa rocii. Caracterul masiv al amfibolitelor este dat de distribuția neregulată a cristalelor de hornblendă. În unele amfibolite sunt prezente cantități apreciabile de titanit. Observațiile microscopice au pus în evidență mai multe varietăți (cu granați, cu biotit, cu epidot, cu calcit, cu diopsid) care sunt confirmate și de conținuturile elementelor majore ale celor 16 analize chimice totale (tabelul 3).

Datele analitice arată că rocile amfibolice prezente în câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice se caracterizează prin conținuturi destul de constante de SiO_2, Al_2O_3 și valori ridicate în oxizi de fier, calciu și magneziu ($FeO + Fe_2O_3 > CaO > MgO$). La toate probele analizate de noi se remarcă conținuturi mai ridicate de Fe^{2+} decât Fe^{3+} precum și predominarea Na asupra K. Comparativ cu micașisturile și paragnaisele cu care se asociază, în rocile amfibolice sunt prezente cantități mai mari $FeO + Fe_2O_3$, MgO, CaO, TiO_2 și mai mici de SiO_2, Al_2O_3, K_2O. Îmbogățirea amfibolitelor în fier și în titan precum și corelația pozitivă dintre aceste elemente sunt scoase în evidență cu ajutorul diagramei TiO_2: ($FeO+Fe_2O_3$) (vezi fig.16).

Datele analitice ce caracterizează amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice ne-au permis construirea unor diagrame reprezentative pentru a aprecia evoluția și originea acestora. Astfel, în diagrama Na_2O:K_2O (fig.18) se remarcă faptul că rocile amfibolice se grupează într-un câmp aparte, față de cel al micașisturilor și gnaiselor. Câmpul rocilor amfibolice se situează sub limita de 0,5 a diagramei ce indică conținuturi reduse în K_2O și mai ridicate în Na_2O (*câmpul sodic*). Câmpul micașisturilor și al paragnaiselor traversează liniile *1* și *2* ale diagramei, indicând prin aceasta conținuturi mai ridicate în K_2O ale acestor roci (*câmpul potasic*). Aceste aspecte sunt confirmate și de proiecția analizelor în diagrama ternară (Na_2O+K_2O):($FeO+Fe_2O_3$):MgO, în care amfibolitele, roci bogate

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 3

Compoziția chimică (%) a unor roci amfibolice din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice

Proba	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Total	A/NKC	ΔX
A-431	48,76	1,52	15,69	0,73	10,26	0,18	7,91	10,36	2,33	1,08	1,12	99,94	0,67	7,08
A-2	48,46	1,85	15,67	1,47	11,50	0,27	6,07	8,71	3,80	0,83	1,00	99,63	0,68	6,95
A-53	48,18	1,57	16,48	4,98	8,27	0,18	7,12	8,61	3,39	0,53	0,77	100,08	0,76	3,29
A-104	47,50	2,17	16,28	4,17	10,33	0,20	6,25	10,18	1,85	0,82	0,23	99,98	0,73	5,73
A-105	49,78	2,00	13,80	5,04	9,46	0,15	6,07	10,74	2,78	0,28	0,22	100,32	0,57	4,55
A-119	47,71	2,17	14,53	4,96	10,04	0,25	5,83	11,30	2,86	0,31	0,30	100,26	0,57	5,84
A-122	48,60	1,95	14,35	4,32	10,18	0,22	6,50	10,87	2,75	0,28	0,32	100,34	0,58	5,67
A-147	48,73	0,92	13,48	3,82	9,38	0,18	7,60	12,31	2,65	0,25	0,49	99,81	0,50	3,68
A-161	47,10	1,08	15,60	4,04	8,58	0,22	6,34	13,54	2,01	0,72	0,74	99,97	0,54	4,10
A-219	47,48	1,22	14,93	3,51	9,44	0,23	7,18	12,86	1,93	0,53	0,56	99,87	0,55	5,12
A-332	47,50	0,92	16,20	3,80	8,20	0,23	6,32	11,11	3,71	0,56	1,01	100,05	0,60	2,76
A-443	48,61	0,94	15,83	2,02	10,48	0,21	6,73	11,30	1,63	0,50	1,73	99,98	0,67	4,85
60	47,22	1,25	14,43	2,21	8,29	1,23	9,51	8,16	3,86	1,12	2,68	99,96	0,64	6,59
2b	47,55	1,60	15,96	8,20	4,20	nd	6,75	12,60	2,00	0,21	0,93	100,00	0,61	3,52
A-37	48,12	2,11	16,29	5,01	10,95	0,23	6,66	8,17	1,57	0,29	0,51	99,91	0,92	5,20
604	49,06	2,47	17,00	2,99	14,80	0,14	5,31	4,76	0,42	1,64	1,24	99,85	1,53	5,03
X	50,30	1,60	15,77	3,60	7,80	0,20	7,00	9,50	2,90	1,10	nd	99,97	0,68	4,04

nd - nedeterminat; * P.C. **Localizarea probelor**: *Subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieş): A-431- Valea Oii (formațiunea Preluca Nouă); A-2 - dealul Copalnic (formațiunea Preluca Nouă); *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): A-53 - amfibolit cu epidot, valea Rebra(Rb^{Sc}_3); A-104 - şist amfibolitic cu biotit, valea Rebra (Rb^{Cd}_3); A-105 - şist amfibolitic cu granați, valea Rebra (Rb^{Sc}_3); A-119 - şist amfibolitic cu granați, izvorul Paltinul (Rb^{Sc}_3); A-122 - şist amfibolitic cu granați, galeria Paltinul (Rb^{Sc}_3); A-147 - amfibolit cu granați, valea Scărişoara (Rb^{Sc}_3); A-161 - şist amfibolitic cu calcit, vârful Detunata (Rb^{Sc}_3); A-219 - şist amfibolitic, vârful Craiul (Rb^{Sc}_3); A-332 - şist amfibolitic, Făget (Rb^{Cd}_3); A-443 - amfibolit cu epidot, Valea Caselor (Rb_2); *subprovincia pegmatitică Gilău* (seria Someş): 560 - amfibolit, Giurcuța (Dimitrescu şi Murariu, 1981); 2b - amfibolit, pârâul Lăii (Aurica Trif, 1969); *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeş - Lotru): A-37 - amfibolit, pârâul Conțu-Munții Cibin; 604 - amfibolit cu biotit, Dealul Ursului (Şabliovschi, 1996). X - compoziția chimică medie a amfibolitelor (după Poldevaart, 1955; din Miyashiro, 1994).

Scanned with OKEN Scanner

în fier, se situează în apropierea laturii $FeO+Fe_2O_3$, iar micaşisturile şi gnaisele se plasează în partea centrală-superioară, justificând valori mai ridicate în oxizi alcalini ale acestora.

Chimismul şi originea rocilor metamorfice analizate pot fi redate sugestiv şi cu ajutorul unor reprezentări grafice care utilizează parametrii clasici *Niggli şi Semenenko*. În acest caz, valorile parametrilor *al*, *alk* şi *c+fm* proiectate în tetraedrul de concentraţie a lui Niggli situează micaşisturile şi paragnaisele în câmpul rocilor sedimentare, iar amfibolitele şi gnaise în câmpul rocilor eruptive. Acest aspect este confirmat şi de diagrama *c : mg* (Leake, 1964) în care rocile amfibolice şi unele gnaise urmează direcţia magmatică de diferenţiere, iar micaşisturile şi paragnaisele se situează în câmpul caracteristic rocilor pelitice, cu valori mai scăzute ale parametrului *c* (fig.19).

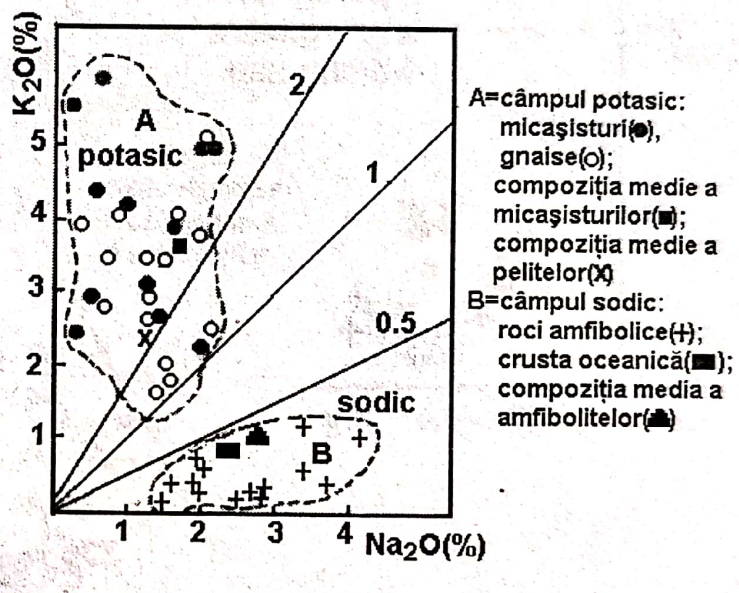


Fig. 18. Corelaţia Na_2O:K_2O în metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

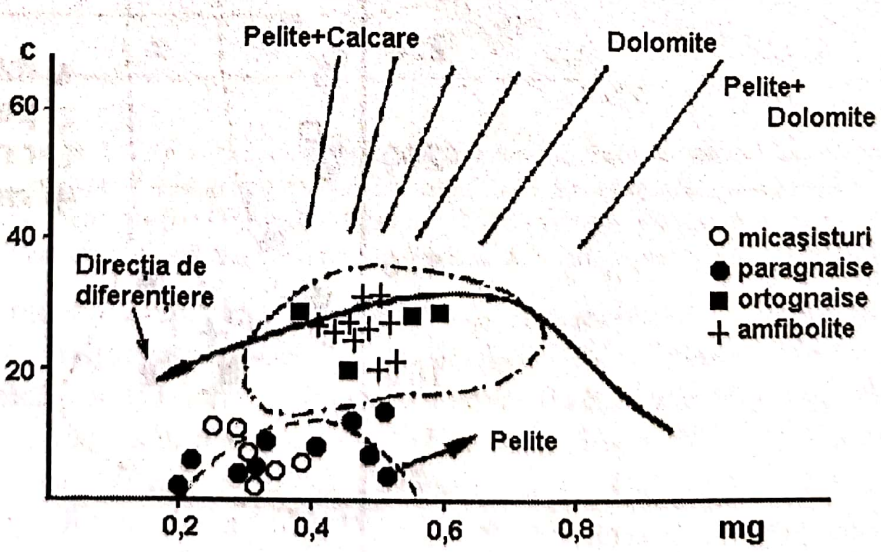


Fig. 19. Diagrama *c:mg* pentru metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

În diagrama $(Na_2O + K_2O):SiO_2$ (TAS; Le Maitre, 1984) ortognaisele se plasează în câmpul riolitelor.

Rezultate asemănătoare au fost obținute și cu ajutorul diagramelor *alk :mg* (Leake, 1964; fig.20) și *si:c+alk* (Burri, 1959; fig.21) în care se remarcă faptul că majoritatea micașisturilor și paragnaiselor se situează în câmpul pelitelor (*si* > 120), iar rocile amfibolice și gnaisele în câmpul rocilor magmatogene.

Reprezentarea parametrilor *c*, *mg* și *al+alk* pe diagrama Leake (1964) încadrează micașisturilor și paragnaisele analizate în câmpul pelitelor tipice și al semipelitelor, iar amfibolitele în câmpul magmatitelor bazice (fig. 22).

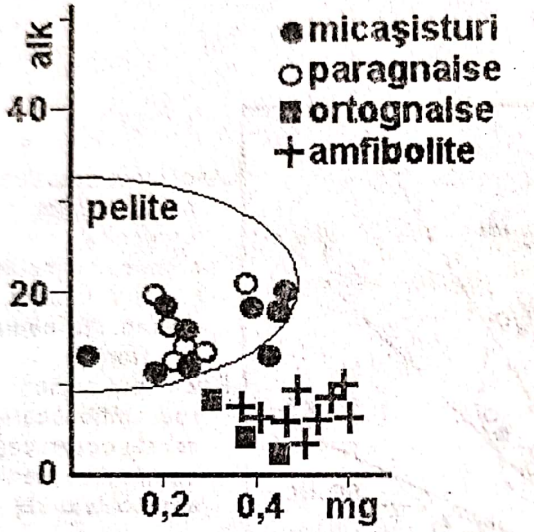


Fig. 20. Diagrama *alk:mg* pentru metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

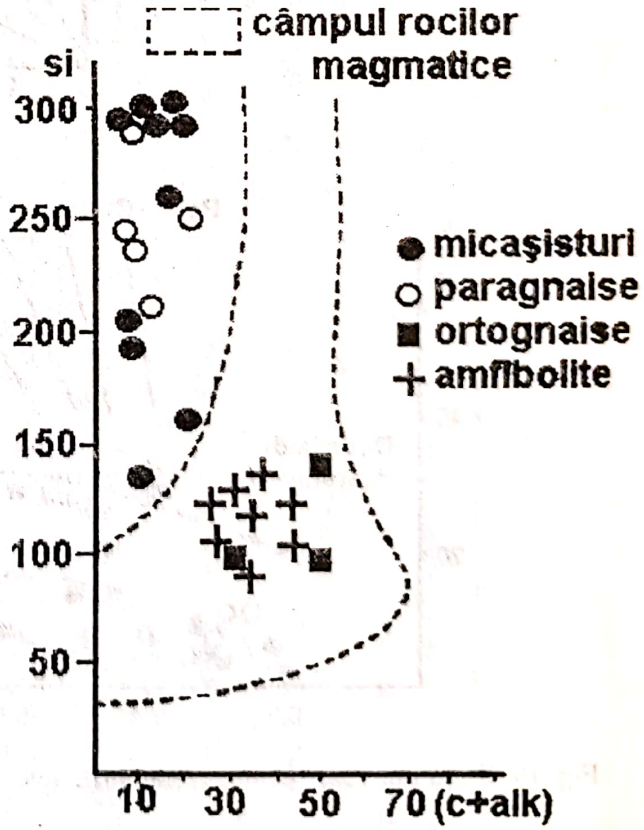


Fig. 21. Diagrama *si:(c+alk)* pentru metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

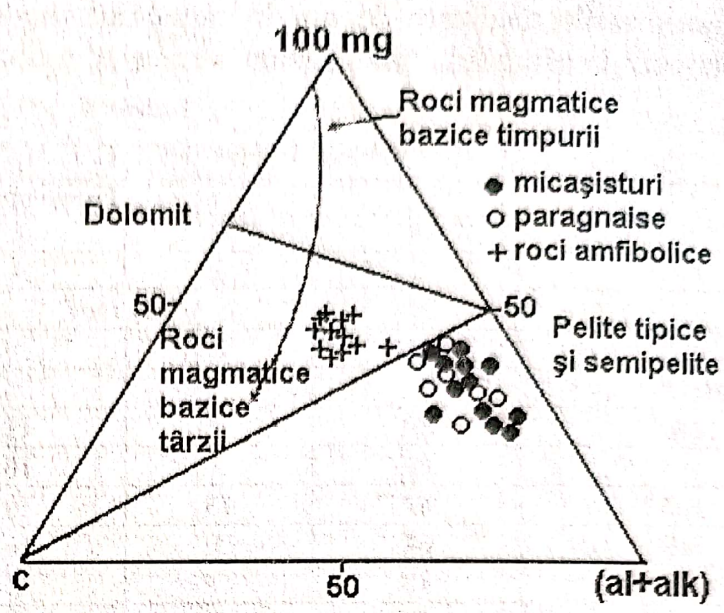


Fig. 22. Diagrama 100 *mg:c:(al+alk)* pentru metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

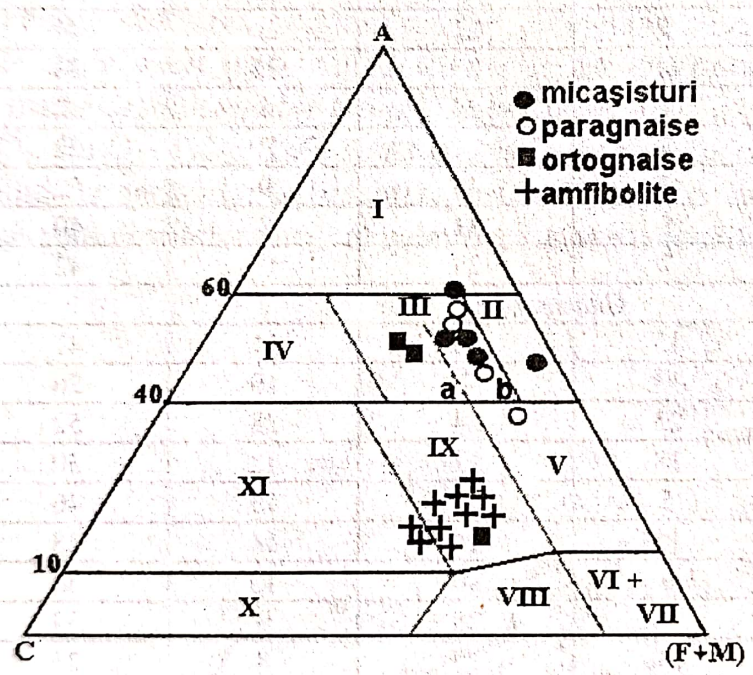


Fig. 23. Diagrama *A:C:(F+M)* (Semenenko, 1963) pentru metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice. *I* -subgrupa alumo-silicatată; *II* - subgrupa fero-magneziană alumosilicatată; *III* - subgrupa alcalino-pământoasă silicatată; *V* - subgrupa alumo-fero-magneziană silicatată; *IX* - subgrupa alcalino-pământoasă alumo-bazică; *XI* - subgrupa rocilor calcaroase- aluminoase.

Parametrii *Semenenko* (tabelul 4) proiectaţi în diagrama *A:C:(F+M)* încadrează majoritatea rocilor amfibolice în câmpul eruptiv, grupa *IX*, caracteristică rocilor bazice alcalinoteroase aluminoase (fig.23). Micaşisturile şi gnaisele se situează în diagrama *A:C:(F+M)* în câmpul *III* al rocilor alumosilicatice alcalinoteroase: *IIIa* - ortoroci (ortognaise) şi *IIIb* - pararoci (micaşisturi şi paragnaise). Rezultate asemănătoare s-au obţinut şi cu ajutorul diagramelor *Domoraţki* (din Dobreţov şi colab., 1977), în care corelaţiile $CaO:SiO_2$, $CaO:(FeO+Fe_2O_3+MgO)$, $(Na_2O+K_2O):(FeO+Fe_2O_3+MgO)$, $Al_2O_3:SiO_2$ situează

micaşisturile analizate de noi în domeniul rocilor sedimentare, iar gnaisele se plasează în câmpurile rocilor magmatice şi al rocilor sedimentare.

Tabelul 4

Valorile parametrilor *A, C, F, M* (Semenenko)

Proba	Parametrii (%)				
	A	C	F	M	(F+M)
1	2	3	4	5	6
Micaşisturi					
432	55	8	25	11	36
Mc-2	51	11	24	13	37
1470	59	9	11	11	22
70	69	6	16	9	25
107	47	15	19	19	38
310	64	5	16	15	31
313	40	17	21	22	43
341	50	9	21	20	41
451	51	11	25	13	38
449	64	4	24	8	32
12	66	3	21	10	22
1301	46	2	43	9	52
7	52	8	31	9	40
42	51	7	25	17	42
Gnaise					
443	46	13	30	11	41
8837	61	13	7	19	26
Gn-1	23	25	24	28	52
15819	52	18	17	13	30
311	48	5	33	13	46
338	57	15	14	14	28
450	41	6	40	13	53
456	59	4	28	9	37
589	56	21	15	8	23
348	78	4	12	6	18
8	51	8	26	15	41
1345	35	4	42	19	61
9	47	9	35	9	44
15	48	9	30	13	43
19	63	16	16	5	21
F8-18	56	8	24	12	36
Roci amfibolice					
A-431	22	27	22	29	51
A-2	24	24	28	24	52
A-53	24	23	27	26	53
A-104	23	26	29	22	51
A-105	20	28	30	22	52

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 4 (continuare)

1	2	3	4	5	6
A-119	20	29	30	21	51
A-122	20	28	28	23	51
A-147	18	30	26	26	52
A-161	21	33	25	21	46
A-219	20	31	25	24	49
A-332	23	28	26	23	49
A-443	22	27	27	24	51
560	21	21	23	35	58
2b	24	31	22	23	45
A-37	23	21	32	24	56
604	26	14	39	21	60
X	26	24	26	24	50

Pentru stabilirea originii rocilor premetamorfice se utilizează frecvent şi valorile unor oxizi proiectate într-o serie de diagrame triunghiulare. Astfel, în diagrama *triunghiul rocilor totale* (De la Roche, 1972), care utilizează conţinuturile de SiO_2, Fe_2O_3+TiO_2+CaO şi Al_2O_3, micaşisturile şi paragnaisele se situează în domeniul formaţiunilor sedimentare, iar rocile amfibolice urmează linia magmatică de la câmpul dioritelor la cel al gabbrourilor şi bazalturilor (fig. 24).

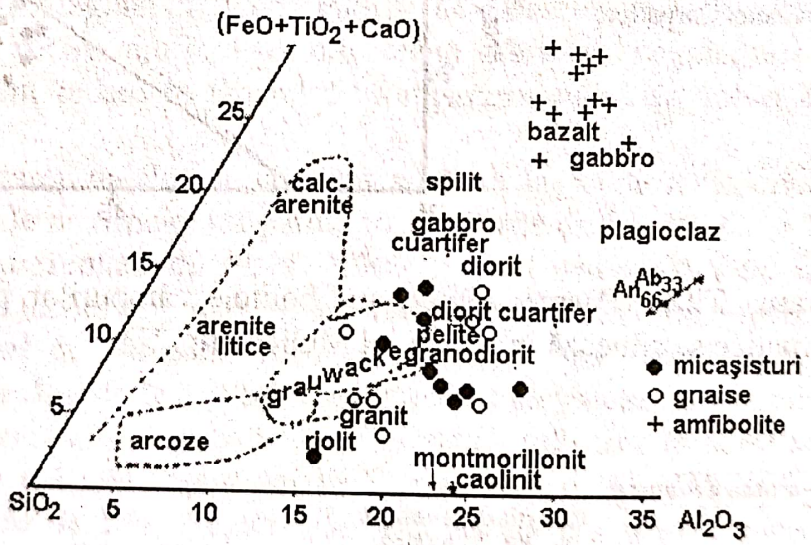


Fig. 24. Diagrama *triunghiul rocilor totale* pentru metamprfitele câmpurilor pegmatititce ale provinciei Carpatice.

Prezenţa ortoamfibolitelor în câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice este confirmată şi cu ajutorul diagramei *ti:mg*, în care rocile amfibolice se situează în câmpul amfibolitelor magmatogene care satisfac relaţia *ti*+10 *mg* = 6,9-9 (din Bercia, 1975). Distribuţia geochimică cantitativă a titanului în rocile amfibolice este diferită în orto- şi paraamfibolite şi se corelează cu valorile fericităţii (F = FeO+Fe_2O_3 / FeO+Fe_2O_3+MnO; 0,6-0,7), aşa după cum rezultă şi din diagrama prezentată în figura 25 (Misra, 1971).

Scanned with OKEN Scanner

Natura protolitului reiese şi din diagrama TAS (SiO_2:Na_2O+K_2O) (fig.26) prècum şi din normarea conţinuturilor în unele elemente minore faţă de crusta oceanică (Taylor şi McLennan, 1985).

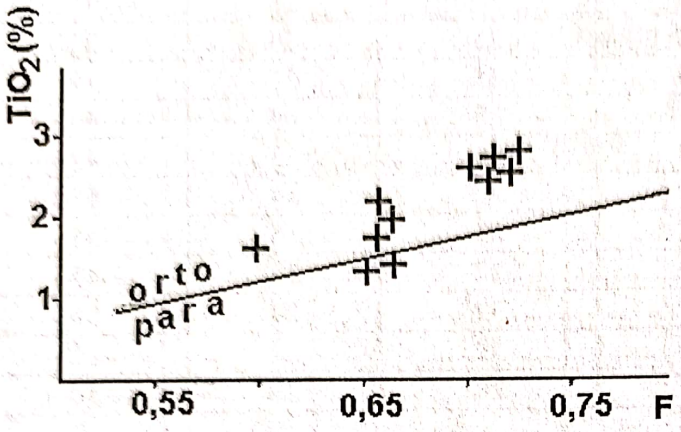


Fig. 25. Diagrama TiO_2: F pentru amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

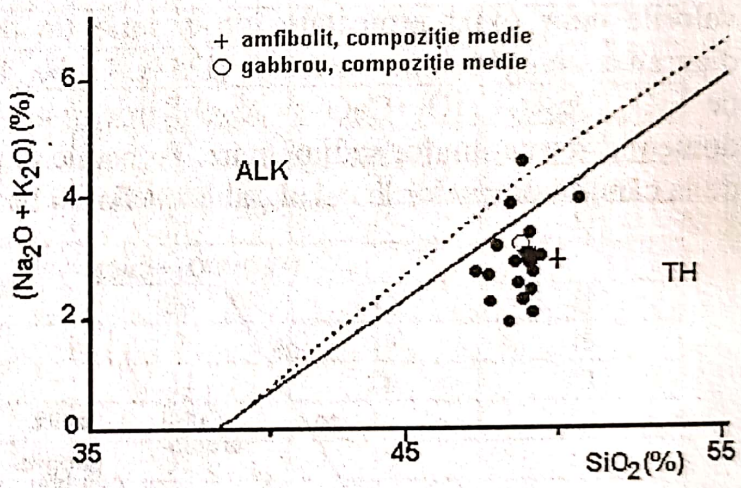


Fig. 26. Diagrama (Na_2O + K_2O):SiO_2 pentru amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

În diagrama Ti:Zr (Pearce, 1982), amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice se situează în domeniul MORB (fig.27).

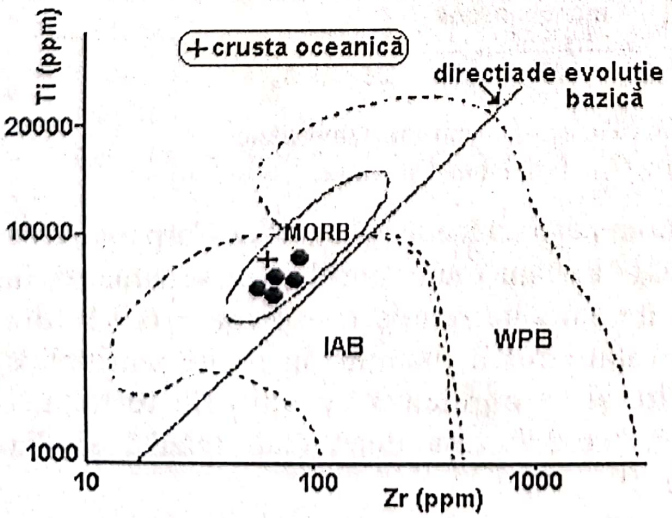


Fig. 27. Diagrama Ti:Zr pentru unele amfibolite din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

Menționăm, de asemenea, că valoarea raportului Zr/Nb pentru amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice este apropiată de cea caracteristică pentru crusta oceanică (Rollinson, 1993).

Natura *orto* a amfibolitelor prezente în câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice a fost urmărită şi prin utilizarea funcției discriminante, propuse de Shaw şi Kudo (1976) :

$$\Delta(X)=7{,}07 \log TiO_2+1{,}91\log Al_2O_3 - 3{,}29\log Fe_2O_3 + 8{,}48 \log FeO +2{,}97 \log MnO +7{,}8 \log CaO + 4{,}81\log MgO +3{,}92 \log P_2O_5 + 0{,}15 \log CO_2 - 15{,}08$$

După cum arată autorii menționați mai sus, eroarea teoretică a acestei clasificări a amfibolitelor este de 5,7 %, adică din 100 probe de roci, şase vor fi încadrate eronat. Rezultatele obținute pentru amfibolitele analizate de noi au dat valori pozitive ale funcției $\Delta(X)$, caracteristice ortoamfibolitelor (tabelul 3).

Unele clarificări în problema genezei amfibolitelor au fost aduse şi pe baza interpretărilor conținuturilor de elemente minore precum şi din studiul raporturilor K:K/Rb; Ca:Ca/Sr şi a valorii $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fabriès, 1963; Leake, 1964; Milovski, 1964; Condie, 1967; Shaw, 1969; Jones şi colab., 1973 etc.). În acest sens se apreciază faptul că amfibolitele bogate în Co, Ni, Cr, V, Ti şi având valori scăzute ale parametrului *k* sunt de origine magmatică , pe când cele sărace în aceste elemente, dar cu valori ridicate ale parametrului *k*, pot fi sau de origine sedimentară sau de origine magmatică. Conținuturile de elemente minore menționate mai sus, prezente în rocile amfibolice din unele câmpuri pegmatitice ale provinciei Carpatice, sunt redate în tabelul 5, comparativ cu unele valori din literatura de specialitate.

Examinarea datelor de conținut arată că în rocile amfibolice din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice conținuturile de Co, Ni, Cr şi V sunt apropiate de valorile prezentate de Shaw (1969) pentru ortoamfibolite. În toate probele conținutul de nichel este mai ridicat decât cel de cobalt, iar raportul Ni:Co este în general destul de constant, ceea ce indică o sursă comună pentru cele două elemente. Plecând de la posibilitatea utilizării metodelor geochimice în rezolvarea originii amfibolitelor, Gorbacev (1973) indică folosirea în acest scop, printre alte metode, şi a mărimii raportului Fe:V care pentru ortoamfibolite este mai mare decât valoarea de 250. Rezultatele obținute de noi pentru unele probe de roci amfibolice ale seriilor: Rebra, Baia de Arieş (Formațiunea Preluca Nouă), Sebeş-Lotru arată că mărimea Fe:V este caracteristică ortoamfibolitelor (tabelul 5). Valorile Fe:V pentru amfibolitele formațiunii Suru confirmă prezența orto şi para amfibolitelor.

De asemenea, şi alte relații dintre elementele majore şi minore (Ca/Sr; Mg/Li) sau dintre elementele minore (Sr/Ba; Cr/Ni) propuse de Gorbacev (1973) permit separarea ortoamfibolitelor de paraamfibolite. Prezența orto şi paraamfibolitelor în câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice este confirmată şi de valorile Cr:Ni (tabelul 5).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 5

Elemente minore (ppm) în rocile amfibolice din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Proba	Localizare	Co	Ni	V	Cr	Mo	Ni:Co	Fe:V	Cr:Ni
Seria Rebra (Munţii Rodna)									
A-53	Valea Rebra	50	65	280	114	4,7	1,3	360	1,7
A-104	Valea Rebra	55	130	392	57	5,0	2,3	283	0,4
A-119	Izvorul Paltinul	65	66	302	45	5,2	1,0	370	0,6
A-122	Galeria Paltinul	43	53	-	-	5,2	1,2	-	-
A-147	Scărişoara	67	72	-	-	2,5	1,1	-	-
A-161	Scărişoara	45	72	-	-	3,5	1,6	-	-
A-219	Vârful Craiul	41	61	-	-	2,5	1,5	-	-
A-332	Făget	45	68	308	52	3,0	1,5	305	0,7
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)									
A-431	Valea Oii	45	70	310	60	-	-	280	0,8
Seria Sebeş-Lotru (Munţii Cibin)									
A-37	Câmpul Conţu	50	70	140	85	3,0	1,5	871	1,2
x	Valea Sadului	40	42	147	185	-	1,0	460	4,4
Date comparative									
Ortoamfibolite (Milovski,1964)		-	255	206	406	-	-	-	1,5
Ortoamfibolite-Ontario(Shaw,1969)		34	31	129	10,5	-	0,9	-	0,3
Paraamfibolite-Ontario(Shaw,1969)		11	17	100	9,7	-	2,0	-	0,5
Ortoamfibolite(Gorbacev,1973)								>250	>1
Paraamfibolite(Gorbacev,1973)								<250	<1
Roci bazice (Vinogradov,1962)								428	
Crusta oceanică (Taylor şi McLennan, 1985)		47	135	250	270	1,0	2,8	420	2,0
Amfibolite, Formaţiunea Suru (Dimitrescu şi Cocârtă,1983)		42	108	209	131	-	2.6	526	1,2
Amfibolite,Formaţiunea Suru (Gridan şi colab.,1989)[1]		45,9	140	318	201	-	3,0	181 1002	1,4
Ortoamfibolite,seria Măru, Muntele Mic (Savu şi colab., 1984)		59,4	670	272	385	-	11,2	-	0,5
Roci amfibolice, Iacobeni (Macaleţ,1985)		9,0	11,3	49,0	15,5	-	1,2	-	1,3
Amfibolite,Formaţiunea Cumpăna (Drăguşanu şi colab., 1997)		44,3	97,0	194,6	242	-	2,1	293	2,4
Amfibolite, Carpaţii de Vest (Hovorka şi Spisiak, 1997)[1]		49	85	274	246	-	1,7	190 480	2,8
Amfibolite, Cristalinul zonei Buziaş (Iancu, 2000)		37,8	70,4	225	233	-	1,8	337	3,3

- nedeterminat; [x] Elena Colios şi Constanţa Udrescu (1968); [1] valoarea Fe:V minimă şi maximă.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 6

Conținuturile de Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mo (ppm) în metamorfitele (Rb_2; Rb_3) subprovinciei pegmatitice Rodna (Murariu, 1979)

Proba	Localizare	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Mo
Micașisturi							
70	Valea Rebra	140	40	25	10	16	3,5
72	Valea Rebra	115	40	23	18	20	4,0
121	Galeria Guşet	1000	45	160	50	46	4,5
124	Galeria Paltinul	1300	55	213	34	27	1,5
107	Valea Rebra	300	15	75	14	44	2,1
132	Valea Scărişoara	65	-	45	5	2	3,5
310	Valea Rebrişoara	105	50	50	18	46	4,5
313	Valea Rebrişoara	150	55	95	45	16	5,0
322	Valea Rebrişoara	100	40	80	31	40	2,5
341	Valea Rebra	70	20	50	18	10	6,0
343	Valea Rebra	72	15	25	50	48	3,0
378	Valea Rebra	144	24	98	37	46	-
451	Valea Caselor	85	40	100	-	-	-
Media		280	33,7	80	27,5	30	3,6
Paragnaise							
311	Valea Rebrişoara	130	60	150	45	46	6,0
338	Valea Rebra	70	20	75	5	3	3,5
Media		100	40	112	25	24,5	4,7
Amfibolite							
53	Valea Rebra	85	17	87	50	65	4,7
104	Valea Rebra	235	17	162	55	130	5,0
105	Valea Rebra	200	15	237	43	53	4,5
106	Valea Rebra	107	17	-	-	-	-
119	Izvorul Paltinul	242	15	162	65	66	5,2
122	Galeria Paltinul	150	17	165	43	53	5,2
147	Valea Scărişoara	70	5	95	67	72	2,5
161	Valea Scărişoara	90	5	50	45	72	3,5
219	Vârful Craiul	80	5	50	41	61	2,5
304	Valea Rebrişoara	70	12	150	-	-	-
332	Valea Rebra	70	12	65	45	68	3,0
443	Valea Caselor	145	5	85	-	-	-
Media		130	11,8	119	50	71	4

- nedeterminat

Natura protolitului din care s-au format metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice este confirmată de normarea conținuturilor în elemente minore ale micașisturilor, gnaiselor și amfibolitelor față de: chondrite (fig. 28 *a* și 28 *b*), crusta continentală (fig. 29 *a* și 29 *b*), granite de tip S (fig. 30), crusta oceanică (fig. 31), MORB (fig. 32).

Scanned with OKEN Scanner

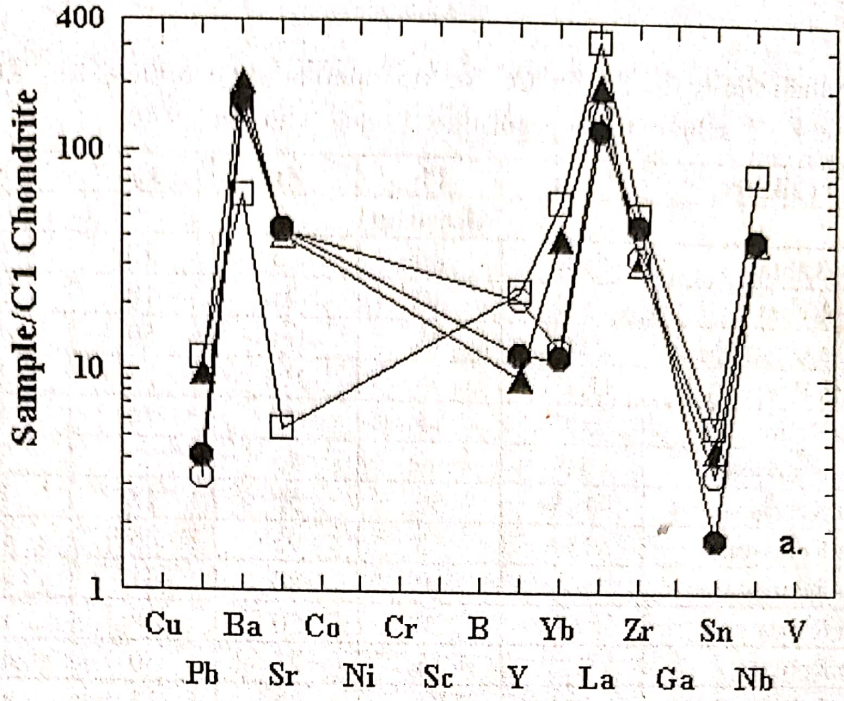


Fig. 28 *a*. Normarea conținutului în elemente minore al paragnaiselor (●), micașisturilor (○), pegmatitelor feldspatice (▲) și micafere (□) la valorile chondritelor.

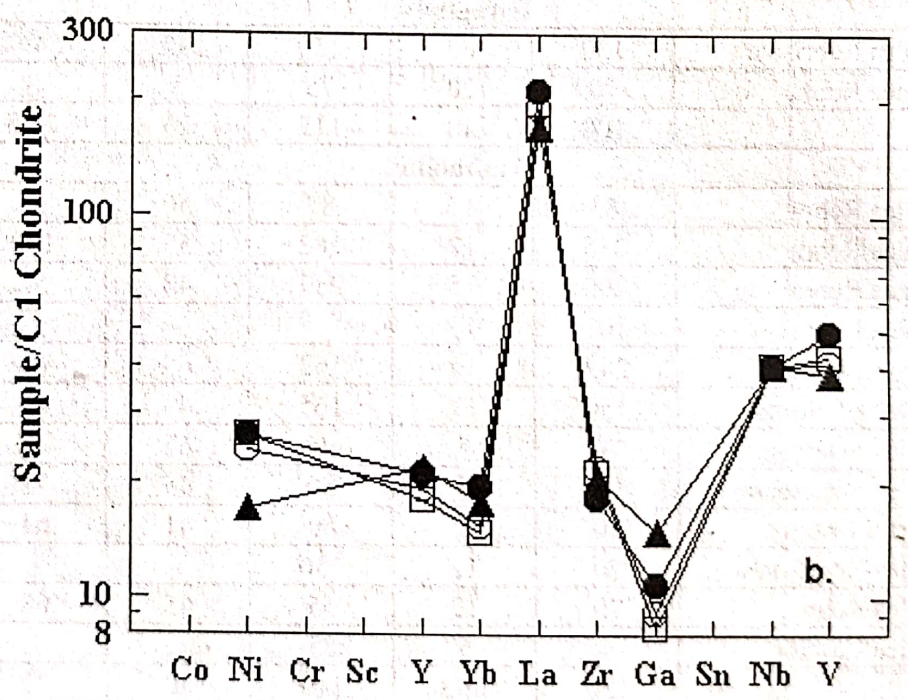


Fig.28 *b*. Normarea conținutului în elemente minore al amfibolitelor din seriile: Baia de Arieș (▲), Rebra (□), Sebeș (○) și Someș (●) la valorile chondritelor.

Comparativ cu rocile amfibolice, în micașisturi și în paragnaise s-au determinat conținuturi mai scăzute de Co, Ni, Cr și V. Astfel, în micașisturile seriei Rebra (Munții Rodnei), conținutul de cobalt variază între 5 și 50 ppm și cel de nichel între 2 și 48 ppm, iar în paragnaise cobaltul oscilează de la 5 la 45 ppm și nichelul de la 3 la 46 ppm.

Scanned with OKEN Scanner

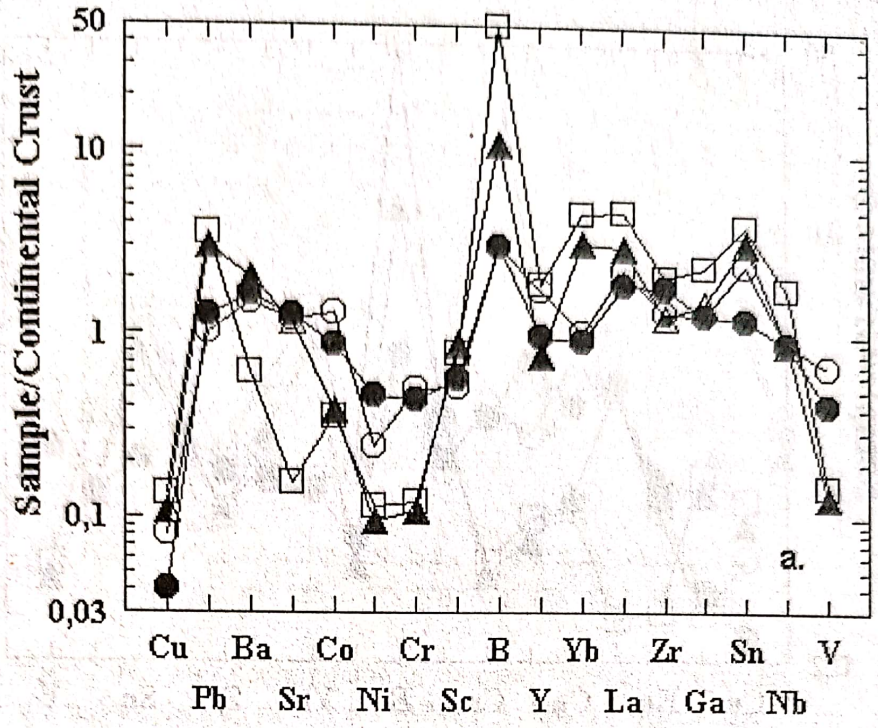


Fig. 29 *a*. Normarea conţinutului în elemente minore al paragnaiselor (●), micaşisturilor (○), pegmatitelor feldspatice (▲) şi micafere (□) la valorile crustei continentale.

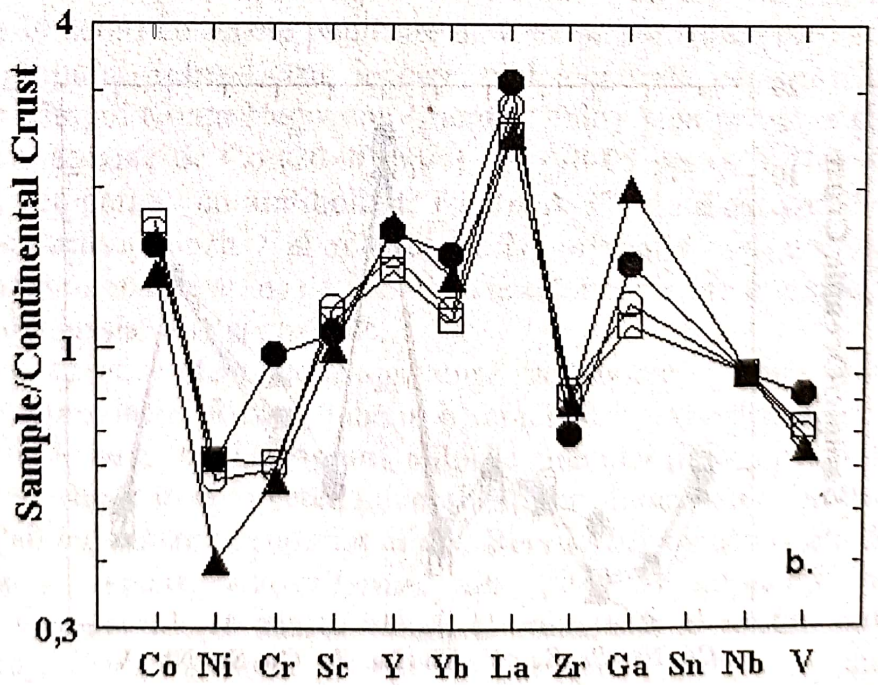


Fig. 29 *b*. Normarea conţinutului în elemente minore al amfibolitelor din seriile: Baia de Arieş (▲), Rebra (□), Sebeş (○) şi Someş (●) la valorile crustei continentale.

Scanned with OKEN Scanner

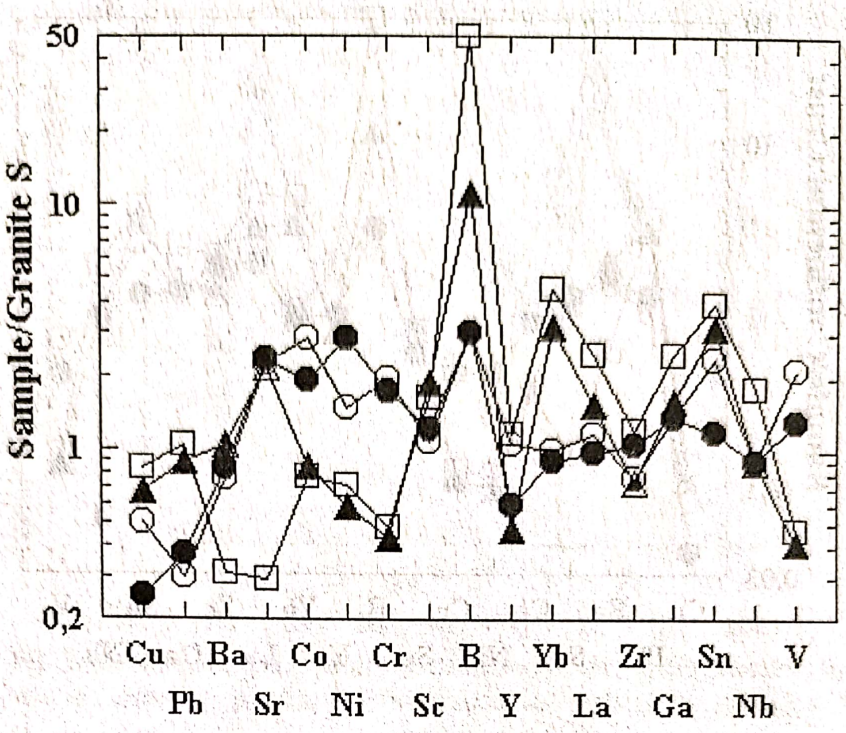


Fig. 30. Normarea conţinutului în elemente minore al paragnaiselor (●), micaşisturilor (○), pegmatitelor feldspatice (▲) şi micafere (□) la valorile granitelor de tip S.

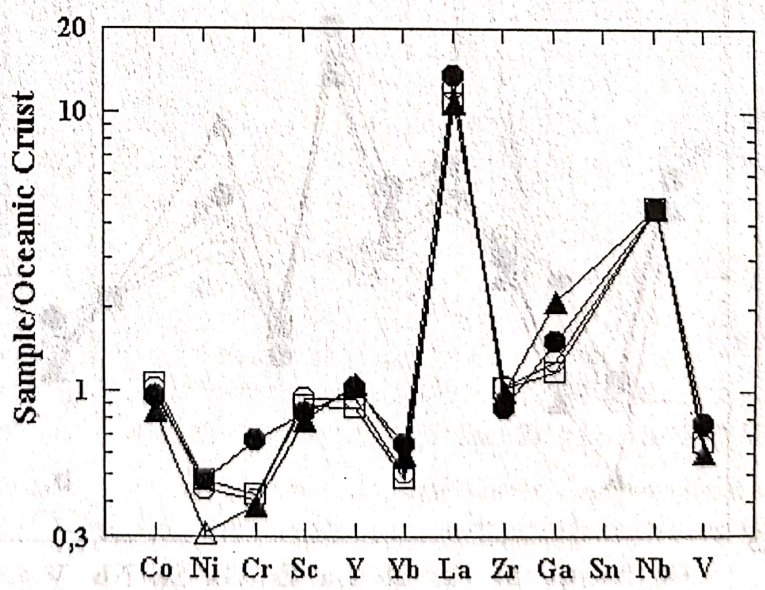


Fig. 31. Normarea conţinutului în elemente minore al amfibolitelor din seriile: Baia de Arieş (▲), Rebra (□), Sebeş (○) şi Someş (●) la valorile crustei oceanice.

Scanned with OKEN Scanner

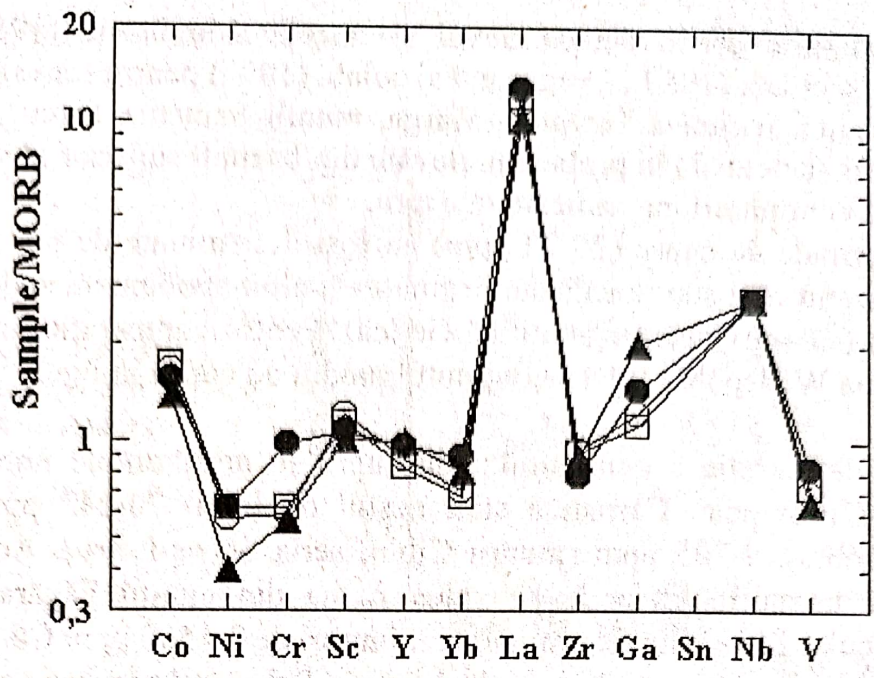


Fig.32. Normarea conținutului în elemente minore al amfibolitelor din seriile: Baia de Arieș (▲), Rebra (□), Sebeș (○) și Someș (●) la valorile MORB.

Cele mai scăzute valori de cobalt și nichel sunt caracteristice micașisturilor cuarțoase. Datele analitice arată că, în probele în care conținutul de cobalt este ridicat, se evidențiază și valori mai mari de cupru. În același timp, se mai constată că prezența biotitului în micașisturi și în gnaise coincide cu valori mai ridicate în cobalt, aspect în acord cu datele publicate de Carr și Turekian (1961). În gnaisele micacee ale grupului Sebeș-Lotru, în care sunt localizate pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conțu-Negovanu (munții Cibin), sunt prezente de asemenea conținuturi mai scăzute de Co (20-30 ppm), Ni (30-65 ppm), V (60-70 ppm), Cr (50-60 ppm), comparativ cu amfibolitele (proba A-37). În diagrama din figura 33 se remarcă, caracterul pozitiv al relației Co:Ni în rocile metamorfice analizate precum și domeniul mai restrâns de variație a acestor elemente în rocile amfibolice, comparativ cu micașisturile și gnaisele.

Analizele chimice efectuate asupra unor metamorfite în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna (tabelul 6) arată că în micașisturi cuprul variază în limite destul de largi (65-1300 ppm), valorile cele mai ridicate fiind determinate în micașisturile situate în apropierea mineralizațiilor plumbo-zincifere-piritoase din zona Gușet-Paltinul (Bazinul superior al văii Rebra-Rb_2), caracterizate de Udubașa și colab.(1983) *singenetice-stratiforme*, din grupa zăcămintelor vulcanogen-sedimentare. Comparativ cu aceste valori, în micașisturile formațiunii Suru din munții Făgăraș, Gridan și colab. (1989) au determinat conținuturi mai mici de cupru: 3,5-90 ppm (x = 45,5 ppm), normale pentru acest tip de rocă. În paragnaisele din bazinul superior al văii Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), conținutul de cupru este mai scăzut decât în micașisturile cu care acestea se asociază (tabelul 6).

Scanned with OKEN Scanner

În raport cu valorile prezentate de Savul şi Aurelia Movileanu (1958), Hann (1987), Gridan şi colab. (1989), Drăguşanu şi colab. (1997) pentru roci similare din Cristalinul Bistriței, regiunea Teregova-Marga, munții Semenic-Țarcu, cristalinul munților Făgăraş (tabelul 7) în probele prelevate din bazinul superior al văii Rebra, s-au determinat conținuturi mai ridicate în cupru.

Valori normale de cupru (20-30 ppm) au fost determinate de noi şi în para-gnaisele micacee în care sunt localizate pegmatitele albit-spodumenice de la Conțu – munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). Pentru comparație, în tabelul 7 se prezintă, după Wedepohl (1974), conținutul mediu de cupru în unele micaşisturi şi gnaise.

Limitele de variație a conținutului de cupru în amfibolitele unor câmpuri pegmatitice ale provinciei Carpatice sunt destul de largi: 70-242 ppm (munții Rodna, seria Rebra); 2-205 ppm (munții Cibin, seria Sebeş-Lotru). Acest aspect este prezent şi în amfibolitele de pe valea Zârna din munții Făgăraş, în care Gandrabura şi colab.(1992) au determinat conținuturi de 3-1500 ppm Cu.

Conținutul mediu de cupru al amfibolitelor seriei Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) este de 130 ppm, mult mai ridicat decât cel al amfibolitelor de Măru-Muntele Mic (x = 60,7 ppm) şi al amfibolitelor formațiunilor: Suru (x = 36,5 ppm), Cumpăna (x=28,6 ppm), Topolog (x = 34,4 ppm) din munții Făgăraş (tabelul 8). Valorile obținute de noi sunt însă destul de apropiate de conținutul mediu de cupru determinat de Baal (1966) în ortoamfibolitele de Randensund: 140 ppm.

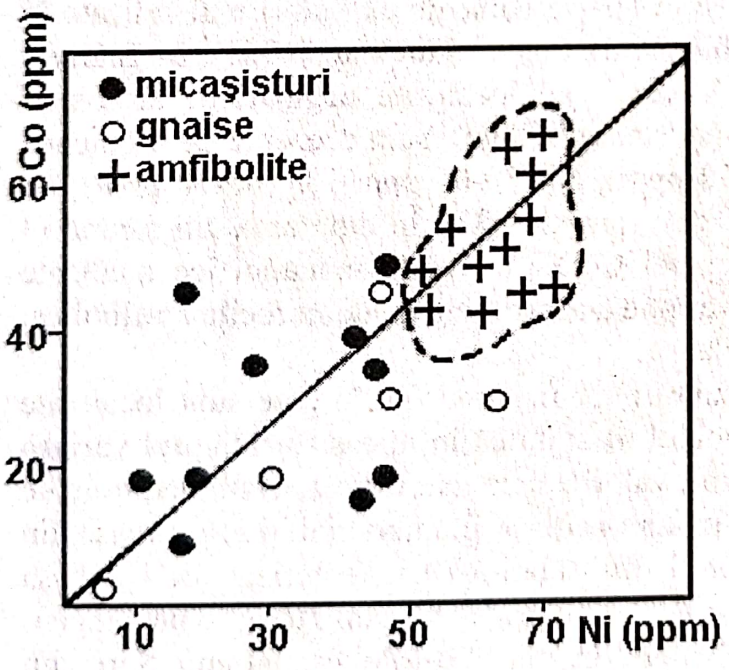


Fig. 33. Corelația Co:Ni pentru unele probe de metamorfite din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice.

În diagrama din figura 34 este redată corelația pozitivă dintre conținutul de cupru şi cel de fier total în amfibolitele subprovinciei pegmatitice Rodna. Gruparea probelor analizate în două câmpuri distincte este determinată de prezența

Scanned with OKEN Scanner

mineralizaţiilor asociate amfibolitelor din zona pârâului Paltinul (bazinul superior al văii Rebra).

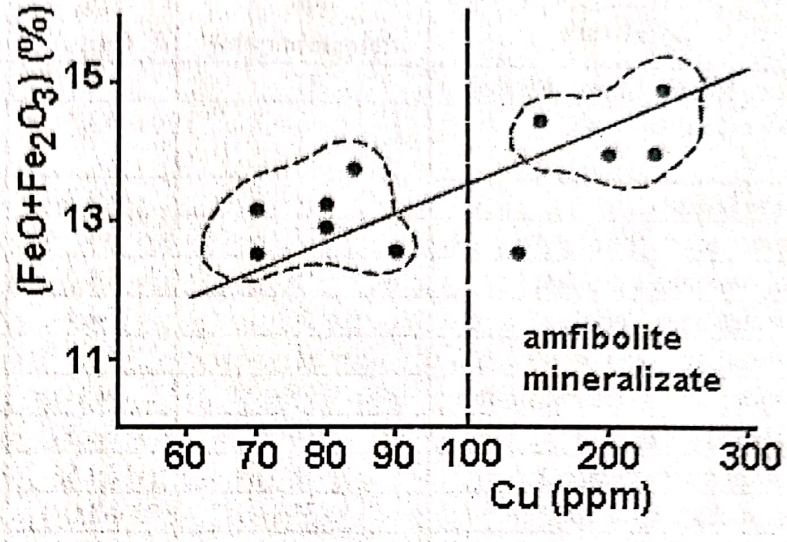


Fig. 34. Corelaţia ($FeO+Fe_2O_3$): Cu în amfibolitele seriei Rebra din Munţii Rodnei.

Tabelul 7

Conţinutul mediu de Cu (ppm) în micaşisturile şi gnaisele subprovinciilor pegmatitice Rodna şi Getică, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Localizare	Tipul petrografic	Cu	Autori
Seria Rebra (Munţii Rodnei)	Micaşisturi	280,0	Murariu (1979)
	Paragnaise	100,0	
Seria Sebeş-Lotru (Munţii Semenic-Ţarcu)	Paragnaise	11,6	Hann (1987)
Cristalinul Bistriţei	Paragnaise	54,0	Savul şi Aurelia Movileanu (1958)
	Gnaise (Rarău)	83,0	
Formaţiunea Suru	Micaşisturi	45,5	Gridan şi colab. (1989)
	Paragnaise	30,5	
Formaţiunea Topolog	Gnaise	9,2	Drăguşanu şi colab. (1997)
Cristalinul zonei Buziaş	Gnaise plagioclazice	41,8	Iancu (2000)
Date comparative			
Noua Zeelandă	Micaşisturi	34,0	Taylor (1954)*
New Hampshire (S.U.A)	Şisturi (grad mediu)	24,0	Taylor (1955)*
New Hampshire (S.U.A)	Şisturi (grad ridicat)	13,0	Shaw (1954)*
Ontario (Canada)	Micaşisturi	62,0	Mac Pherson (1958)*
Adirondack (S.U.A)	Gnaise	16,8	Engel şi Engel (1958)*
Spessart (Germania)	Gnaise	15,8	Okrusch şi Richter (1967)*
Thuringia (Germania)	Gnaise	15,2	Werner (1970)*
Veporské (Slovacia)	Paragnaise	76,2	Kamenicky (1982)
	Ortognaise	28,0	
Crusta continentală		75,0	Taylor şi McLennan (1985)

* Din Wedepohl (1974).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 8

Conținutul mediu de Cu în amfibolitele subprovinciei pegmatitice Rodna (seria Rebra), comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Localizare	Nr. determinărilor	Cu (ppm)	Autori
Seria Rebra (Munții Rodna)	12	130,0	Murariu (1979)
Cristalinul Bistriței	5	40,8	Savul și Aurelia Movileanu (1958)
Seria Măru	9	60,7	Savu și colab. (1984)
Formațiunea Suru	28	36,5	Gridan și colab. (1989)
Formațiunea Cumpăna	19	28,0	Drăguşanu și colab. (1997)
Formațiunea Topolog	9	34,4	
Cristalinul zonei Buziaș	7	56,2	Iancu (2000)
Randensund (ortoamfibolite)	15	140,0	Engel și colab. (1964)*
Adirondack (USA)	16	66,3	Werner (1970)*
Thuringia (Germania)	18	29,5	Evans și Leake (1960)*
Connemara (Irlanda)	33	62,0	Baal (1966)
Media rocilor eruptive bazice		140,0	Vinogradov (1962)
Crusta oceanică		86,0	Taylor și McLennan (1985)

* Din Wedepohl (1974).

După Vinogradov (1962), Taylor (1964), rocile acide au un conținut mediu de cupru mai scăzut decât al celor bazice, iar crusta continentală este mai săracă în cupru decât crusta oceanică (Taylor și McLennan, 1985). Plecând de la acest aspect, în diagrama din figura 35 se remarcă faptul că în metamorfitele analizate, o dată cu creşterea acidității rocilor (SiO_2%), conținutul de cupru scade. În cazul amfibolitelor, analizele se grupează în două câmpuri, dintre care câmpul *A* caracterizează amfibolitele mineralizate.

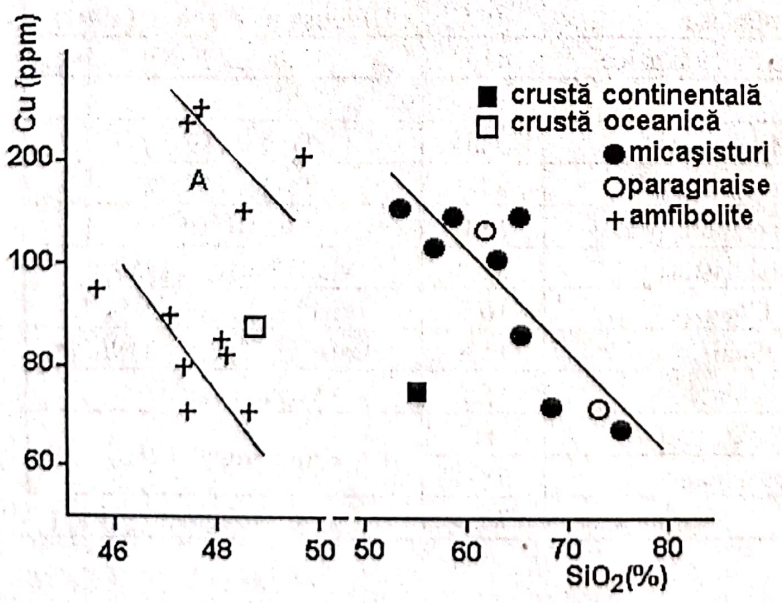


Fig. 35. Corelația Cu:SiO_2 în metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

Acest aspect a fost remarcat de Sandell şi Goldich (din Savul şi Aurelia Movileanu, 1958), care au indicat conţinuturi variabile de cupru în raport cu valorile de SiO_2 ale rocilor:

SiO_2 (%)	Cu (ppm)
72	16
62	38
48.5	149

Participarea plumbului în metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice este caracterizată de valorile mai ridicate prezente în gnaise şi în micaşisturi, comparativ cu amfibolitele (tabelul 9). Acest aspect este determinat, în cea mai mare parte, de afinitatea geochimică recunoscută a plumbului faţă de potasiu (Rankama şi Sahama, 1970). Conţinuturile mai ridicate de plumb prezente în paragnaisele subprovinciei pegmatitice Rodna sunt susţinute de unele date analitice comparative prezente în tabelul 9. Modul de ocurenţă a zincului este determinat de propietatea sa de a substitui fierul feros şi magneziul în structuri minerale (Rankama şi Sahama, 1970). Distribuţia geochimică a zincului în metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice arată că amfibolitele se caracterizeată prin conţinuturi mai ridicate decât micaşisturile şi gnaisele. Valorile obţinute de noi sunt în plină concordanţă cu analizele prezentate de diferiţi autori pentru metamorfite similare din alte zone cercetate (tabelul 10).

Tabelul 9

Conţinutul mediu de Pb în metamorfitele subprovinciilor pegmatitice Rodna şi Getică, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Localizare	Tipul petrografic	Pb (ppm)	Autori
1	2	3	4
Seria Rebra (munţii Rodna)	Micaşisturi	33,7	Murariu (1979)
	Paragnaise	40,0	
	Amfibolite	11,3	
Seria Sebeş-Lotru: Munţii Semenic-Ţarcu Munţii Cibin	Paragnaise	7,2	Hann (1987)
	Gnaise micacee	7,5	Murariu şi colab. (1990)
	Amfibolite	15,0	
Cristalinul Bistriţei	Paragnaise	8,8	Savul şi Aurelia Movileanu (1958)
	Sisturi	15,0	
	Cuarţite	11,0	
	Gnaise porfiroide	4,5	
	Amfibolite	8,6	
Seria Măru (Muntele Mic)	Amfibolite	7,3	Savu şi colab. (1984)
	Gnaise amfibolice	6,0	
Formaţiunea Suru	Micaşisturi	17,2	Gridan şi colab (1989)
	Paragnaise	21,2	
	Amfibolite	7,1	
Cristalinul zonei Buziaş	Gnaise plagioclazice	44,1	Iancu (2000)
	Amfibolite	7,8	
Date comparative			
Adirondack (S.U.A)	Gnaise	12,0	Engel şi Engel (1958)*
	Amfibolite	7,6	

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 9 (continuare)

1	2	3	4
Dalradian (Scoția)	Șisturi	23,9	Van de Kamp (1970)
	Amfibolite	20,4	
Sanbagawa (Japonia)	Șisturi	16,0	Banno și Chapell (1989)*
Honsu (Japonia)	Gnaise	19,5	Miyazaki și colab (1973)*
Veporské (Slovacia)	Paragnaise	31,5	Kamenicky (1982)
	Ortognaise	23,3	
Media rocilor eruptive acide		20,0	Vinogradov (1962)
Media rocilor eruptive bazice		8,0	
Media rocilor sedimentare		20,0	
Crusta continentală		8,0	Taylor și McLennan (1985)
Crusta oceanică		0,87	

* Din Wedepohl (1974).

Tabelul 10

Conținutul mediu de zinc în metamorfitele subprovinciilor pegmatitice Rodna și Getică, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Localizare	**Tipul petrografic**	**Zn (ppm)**	**Autori**
Seria Rebra (Munții Rodnei)	Micașisturi	80,0	Murariu (1979)
	Paragnaise	112,0	
	Amfibolite	119,0	
Seria Sebeș-Lotru (Munții Cibin)	Gnaise micacee	30,0	Murariu și colab. (1990)
Cristalinul Bistriței	Paragnaise	98,0	Savul și Aurelia Movileanu (1958)
	Gnaise porfiroide	37,5	
	Șisturi	117,0	
	Amfibolite	62,6	
Formațiunea Suru	Micașisturi	98,8	Gridan și colab. (1989)
	Paragnaise	94,8	
	Amfibolite	131,0	
Formațiunea Cumpăna	Amfibolite	143,0	Drăguşanu și colab (1997)
Formașiunea Topolog	Gnaise	45,0	
Date comparative			
Cevennes (Franța)	Gnaise	101,0	Wedepohl (1974)
	Micașisturi	106,0	
Dalradian (Scoția)	Amfibolite	159,0	Van de Kamp (1969)
Bavaria (Germania)	Amfibolite	123,0	Wedepohl (1974)
	Gnaise	71,0	
Tribeč (Slovacia)	Ortognaise	27,0	Meres și Novorka (1992)
Media rocilor eruptive acide		60,0	Vinogradov (1962)
Media rocilor eruptive bazice		130,0	
Media rocilor sedimentare		80,0	

Scanned with OKEN Scanner

În diagrama ternară Cu:Pb:Zn pentru metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna se remarcă o variație de conținut mai mare de-a lungul laturii Cu-Zn a amfibolielor și micașisturilor , ceea ce indică o mobilitate ridicată a elementelor respective (fig. 36).

Distribuția geochimică a molibdenului în metamorfitele analizate prezintă o tendință slabă de creștere o dată cu mărirea conținutului de alcalii și silice și scăderea cantității de calciu și magneziu. În rocile amfibolice ale seriei Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) între conținutul de molibden și cel de titan este prezentă o corelație pozitivă (fig. 37).

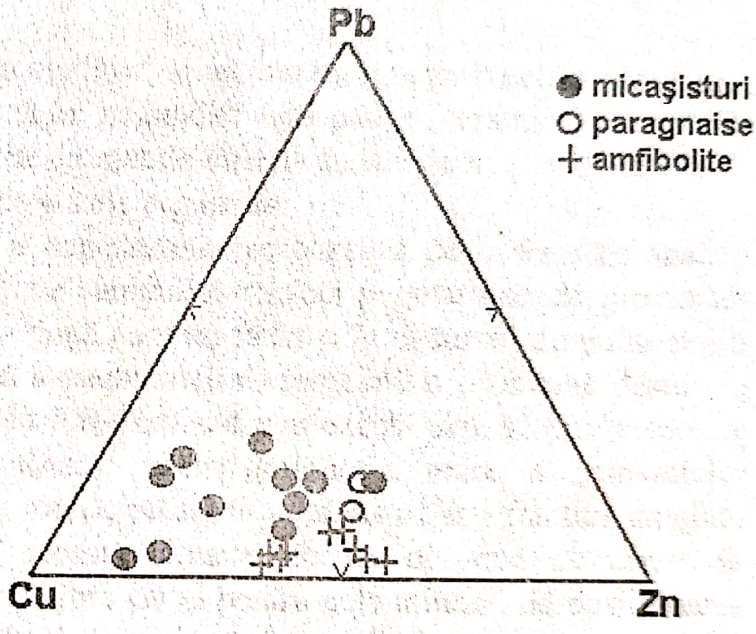


Fig. 36. Diagrama Cu:Pb:Zn pentru metamorfitele seriei Rebra din Munții Rodnei (bazinul superior al văii Rebra).

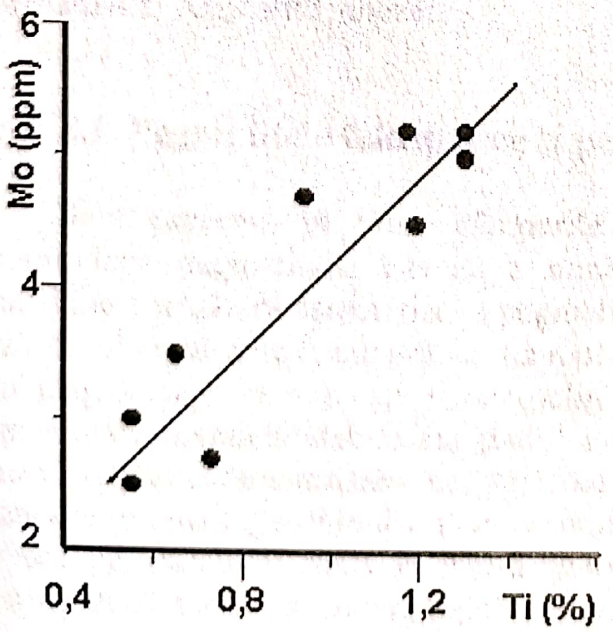


Fig. 37. Corelația Mo:Ti în amfibolitele seriei Rebra din Munții Rodnei (bazinul superior al văii Rebra).

Scanned with OKEN Scanner

În scopul obținerii unor criterii suplimentare, referitoare la caracterizarea geochimică a metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice, s-au luat în studiu şi s-au efectuat analize chimice de elemente majore şi minore pe monominerale, separate din acestea (muscovit, biotit, granați, turmalină). Interpretarea datelor obținute se face comparativ cu cele prezentate pentru aceleaşi minerale din pegmatite.

Scanned with OKEN Scanner

2. GEOCHIMIA PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE

Sub aspect mineralogic, geochimic şi economic, pegmatitele provinciei Carpatice din România se grupează în: pegmatite feldspatice (ceramice), pegmatite muscovitice (micafere) şi pegmatite cu metale rare; la aceste tipuri predominante se mai pot adăuga pegmatitele grafice şi cele argilizate.

Caracterizarea geochimică a pegmatitelor se bazează pe o serie de analize chimice pe probe prelevate din toate câmpurile cu roci pegmatitice ale provinciei Carpatice. Trebuie însă precizat – după cum au făcut-o în decursul timpului şi alţi cercetători – că probarea chimică a pegmatitelor reprezintă o problemă destul de dificilă, deoarece este greu de găsit o metodă cât mai exactă care să ţină seama de particularităţile deosebite ale acestor roci: granulaţia mare a mineralelor constituente, zonarea parţială sau totală, prezenţa unor fisuri sau fracturi umplute cu minerale ulterioare, etc. În această situaţie, media obţinută pe tipuri de pegmatite, atât pentru elementele majore cât şi pentru cele minore, dă posibilitatea să urmărim sugestiv, pe bază de conţinuturi şi diagrame reprezentative, caracteristicile geochimice ale evoluţiei procesului pegmatitic precum şi caracterul polistadial al pegmatitogenezei.

2.1. Pegmatitele feldspatice şi pegmatitele micafere

Sunt prezente în toate câmpurile cu roci pegmatitice ale celor patru subprovincii pegmatitice. Ele au o mineralogie destul de simplă, aspect care constituie o trăsătură caracteristică pegmatitelor de origine metamorfică. Principala fază de minerale care formează partea mobilă a fluidului pegmatitic este constituită din plagioclaz acid + biotit + microclin (± pertit) +muscovit + cuarţ. Acestea reprezintă mineralele stabile ale stadiilor (etapelor) pegmatitice şi sunt cele care dau zonalitatea caracteristică acestor roci. În acelaşi timp, mineralele respective stabilesc evoluţia geochimică a procesului pegmatitic şi atestă, prin procesele de substituţie, stadiul evolutiv la care a ajuns pegmatitogeneza. Aceste pegmatite se disting după asociaţia mineralogică caracteristică: feldspaţi + cuarţ + muscovit +

Scanned with OKEN Scanner

minerale accesorii în pegmatitele feldsparice şi cuarţ + muscovit + feldspaţi + minerale accesorii în pegmatitele micafere. În cadrul provinciei Carpatice, pegmatitele feldspatice au cea mai largă dezvoltare. În funcţie de predominarea alcaliilor, pegmatitele sunt potaso - sodice şi sodo - potasice. În aceste pegmatite feldspaţii şi cuarţul realizează până la 70-90 % din masa rocii. Pegmatitele muscovitice apar mai rar şi însoţesc de obicei pegmatitele feldspatice.

Caracterizarea geochimică a pegmatitelor s-a realizat cu ajutorul unor analize chimice efectuate de autor precum şi pe baza unor date analitice preluate din lucrările publicate sau din arhiva IPGG-Bucureşti. Numărul destul de mare al analizelor chimice de pegmatite din subprovincia Getică ne-a determinat să prezentăm în tabelul 13 numai valorile medii ale oxizilor. Examinarea datelor analitice arată că în pegmatitele potasice conţinuturile cele mai mari de K_2O sunt prezente în pegmatitele subprovinciei Getică: 9,64 % – Valea Cibinului (munţii Cibin) şi valea Bistra Sebeşului (munţii Şureanu), 9,50 % – Valea Rea (munţii Semenic), 9,0 % – valea Balu (munţii Lotru) etc.

Tabelul 11

Compoziţia chimică şi valorile *Q, Or, Ab, An* ale pegmatitelor subprovinciilor Preluca şi Rodna

%	Subprovincia Preluca					Subprovincia Rodna		
	8768	**11467**	**141**	**1070b**	**S-60**	**Rp-17**	**Rp-21**	**Rp-173**
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(1)	(2)	(3)
SiO_2	71,60	73,10	76,16	81,00	49,80	72,53	72,91	76,11
Al_2O_3	15,90	14,55	13,08	12,42	19,65	15,61	15,97	15,80
Fe_2O_3	1,25	2,10	0,51	0,85	1,00	0,21	0,27	0,37
FeO	nd	nd	1,13	0,14	nd	0,19	0,31	0,17
MgO	u	0,35	0,91	0,54	2,00	0,37	0,38	0,83
CaO	1,68	2,50	2,15	1,66	18,97	0,98	1,61	1,16
Na_2O	2,16	5,40	0,68	1,10	0,46	2,31	4,81	1,77
K_2O	6,03	1,55	4,25	0,80	2,82	7,11	2,97	4,31
Na_2O+K_2O	8,19	6,95	4,93	1,90	3,28	9,42	7,78	6,08
SiO_2/Al_2O_3	4,50	5,00	5,80	6,50	2,5	4,60	4,50	4,80
A/CNK	1,20	0,90	0,70	0,40	0,5	1,20	1,10	1,60
A/NK	1,50	1,40	2,30	4,60	5,1	0,70	1,40	2,00
Q	37,20	33,40	58,70	77,50	-	33,80	33,60	53,50
Or	35,30	8,60	24,80	4,60	15,80	41,10	16,90	25,10
Ab	19,20	46,20	5,90	9,70	3,90	20,30	41,70	15,60
An	8,20	11,70	10,50	8,10	80,20	4,70	7,70	5,70

nd-nedeterminat; u-urme; – absent. (1) pegmatite feldspatice (K); (2) pegmatite feldspatice (Na); (3) pegmatite muscovitice; (4) pegmatite cuarţoase; (5) pegmatite argilizate; A/CNK'- raportul molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$; A/NK- raportul molar $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (Kalmár, 1973): 8768-Preluca Nouă (formaţiunea Preluca Nouă), 11467-dealul Buboaia (formaţiunea Valea Cavnicului), 141-Dealul Sasului (formaţiunea Răzoare), 1070b-Groape (formaţiunea Măgureni), S-60-dealul Paltinul (formaţiunea Măgureni); *subprovincia pegmatitică Rodna*: Rp-17-Scărişoara (Rb^{Sc}_3), Rp-21-Între Rebre (Rb^{Sc}_3), Rp-173-Izvorul Iepei (Rb^{Cd}_3).

Scanned with OKEN Scanner

Comparativ cu aceste valori, în pegmatitele feldspatice ale subprovinciilor Preluca, Rodna (tabelul 11) şi Gilău-Muntele Mare (tabelul 12), s-au determinat conţinuturi mai scăzute în K_2O: 6,03-7,11 %. Conţinutul mediu maxim de K_2O îl prezintă pegmatitele feldspatice din munţii Semenic-Ţarcu (7,22 %). Conţinutul în Na_2O al pegmatitelor potasice este mult mai scăzut şi variază între 2,16% (munţii Preluca) şi 3,95 % (munţii Cibin). Suma alcaliilor prezintă valori ridicate, cuprinse între 7,75 % (munţii Şureanu) şi 10,44 % (munţii Semenic-Ţarcu).

Tabelul 12

Compoziţia chimică şi valorile *Q, Or, Ab, An* ale pegmatitelor subprovinciei Gilău-Muntele Mare*

%	53	231	115	72	239	255	561	563	560
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(3)	(1)
SiO_2	72,21	75,25	76,85	70,36	68,87	71,79	72,65	76,31	73,45
TiO_2	nd	sld	0,02	0,15	0,87	0,56	0,07	0,03	0,04
Al_2O_3	16,06	15,75	15,48	16,74	16,38	14,56	16,34	16,15	15,20
Fe_2O_3	0,03	0,09	0,27	0,15	0,39	0,08	0,44	0,07	0,19
FeO	0,27	0,59	0,34	1,10	2,49	2,00	0,33	0,29	0,08
MnO	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
MgO	0,02	sld	0,15	0,23	sld	sld	0,31	sld	0,25
CaO	0,46	0,98	0,07	1,47	2,93	1,86	1,15	0,41	2,10
Na_2O	2,35	3,90	2,55	2,57	3,50	3,30	3,37	1,85	3,00
K_2O	8,19	2,50	2,40	6,68	3,40	3,80	6,31	4,70	6,30
P_2O_5	0,05	0,55	0,18	0,10	0,60	0,42	nd	nd	nd
H_2O	0,88	1,08	1,41	0,73	1,83	1,35	nd	nd	nd
Na_2O+K_2O	10,54	6,40	4,95	9,25	6,90	7,10	9,68	6,55	9,30
SiO_2/Al_2O_3	4,50	4,70	4,90	4,20	4,20	4,90	4,40	4,70	4,80
A/CNK	1,10	1,40	1,90	1,10	1,10	1,10	1,10	1,80	1,00
A/NK	1,20	1,70	2,20	1,40	1,70	1,50	1,30	2,00	1,30
Q	29,70	46,40	56,40	30,70	33,90	39,20	29,50	53,80	25,00
Or	47,30	14,40	15,30	39,20	20,10	22,20	35,90	27,60	37,50
Ab	20,60	39,30	24,70	22,80	31,40	29,40	29,10	16,50	27,10
An	2,20	4,80	3,60	7,20	14,50	9,10	5,5	2,00	10,40

*Analist: Aurelia Movileanu. nd-nedeterminat; sld-sub limita de detecţie. (1) pegmatite feldspatice (K); (2) pegmatite feldspatice (Na); (3) pegmatite micafere. **Localizarea probelor**: *Pegmatite localizate în mezometamorfitele seriei Someş*: 53-Valea Şoimului; 231-Crişeni; 115-Valea Iara. *Pegmatite localizate în granitul de Muntele Mare*: 72-Valea Iara; 239-Valea Irişoara; 255-Izvorul văii Caselor. *Pegmatite localizate în mezometamorfitele seriei Baia de Arieş*: 561-Valea Mică; 563-Dealul Lupenilor. *Pegmatite localizate în granitoidul de Vinţa*: 560-Valea Şesei.

Conţinutul în alcalii al pegmatitelor potasice din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice este în deplină concordanţă cu valorile prezentate de Černý şi Meintzer (1988) pentru pegmatitele de la Cat Lake – Manitoba: 2,73 % Na_2O; 8,73 % K_2O şi de la Black Hills – Dakota: 2,84 % Na_2O; 6,9 % K_2O.

Scanned with OKEN Scanner

În pegmatitele sodice, conținutul cel mai ridicat de Na_2O a fost determinat în pegmatitele din munții Semenic: 9,8 % – Cioaca cu Mărul și 10,6 % – Teregova. Suma alcaliilor din pegmatitele sodice, mai scăzută decât în pegmatitele potasice, variază între 6,04 și 9,26 % Na_2O+K_2O, valorile mai ridicate fiind determinate în pegmatitele din munții Semenic. Între aceste valori se situează și conținutul de 8,52 % Na_2O+K_2O, determinat de Kuzimenko și Hvostova (1976) pentru pegmatitele plagioclazice ale provinciei Altai din Asia Centrală. Comparativ cu pegmatitele feldspatice, în cele muscovitice conținutul în alcalii este mai scăzut și variază între 4,6 și 5,71 % Na_2O+K_2O. În cea mai mare parte a analizelor se constată predominarea potasiului asupra sodiului.

Valorile bioxidului de siliciu sunt mai ridicate în pegmatitele muscovitice și sunt determinate, în cea mai mare parte, de prezența în aceste roci a complexului cuarț + muscovit. Conținutul de alumină este destul de constant atât în pegmatitele feldspatice cât și în cele muscovitice. Unele valori mai scăzute au fost prezentate de Kalmár (1973) pentru pegmatitele muscovitice ale subprovinciei Preluca (12,42 % Al_2O_3 – Groape, formațiunea Măgureni). Distribuția geochimică a calciului pune în evidență conținuturi mai ridicate în pegmatitele sodice. Valoarea cea mai ridicată a fost determinată în pegmatitele sodice ale subprovinciei Preluca (2,5 % CaO – dealul Buboaia, formațiunea Valea Cavnicului), localizate în calcare cristaline.

Tabelul 13

Compoziția chimică și valorile *Q, Or, Ab, An* ale pegmatitelor subprovinciei Getice

%	Mehedinți		Godeanu		Semenic-Țarcu			
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(3)	(4)
	15	**5**	**2**	**14**	**15**	**13**	**3**	**2**
SiO_2	72,69	72,48	72,69	71,72	72,18	72,86	76,38	70.08
Al_2O_3	14,51	15,68	16,37	16,82	15,18	15,97	16,43	15.95
Fe_2O_3	0,59	1,13	0,43	0,54	0,20	0,29	0,54	0.29
FeO	-	-	0,35	0,35	0,16	0,19	0,16	0,10
MnO	0,03	0,05	-	-	-	-	0,01	0,02
MgO	1,29	1,12	0,32	0,35	0,27	0,19	0,18	0,10
CaO	0,85	1,75	1,14	1,62	0,76	1,10	0,77	0,40
Na_2O	2,67	4,87	3,36	4,77	3,22	7,37	2,53	7,05
K_2O	7,05	2,62	6,32	2,26	7,22	1,89	2,07	5,05
Na_2O+K_2O	9,72	7,49	9,68	7,03	10,44	9,26	4,60	12,10
SiO_2/Al_2O_3	5,00	4,60	4,44	4,20	4,50	4,50	4,60	4,39
A/CNK	1,10	1,10	1,10	1,20	1,10	0,90	2,00	0,90
A/NK	1,20	1,40	1,30	1,60	1,20	1,10	2,50	1,07
Q	32,00	34,10	29,50	36,50	27,20	22,20	60,90	17,32
Or	40,50	15,00	36,00	13,20	41,20	10,50	12,3	29,00
Ab	23,30	42,40	29,00	42,30	27,90	62,10	30,00	51,76
An	4,10	8,40	5,40	7,90	3,60	5,10	3,80	1,92

Scanned with OKEN Scanner

Talelul 13 (continuare)

	Şureanu			Cibin				Lotru		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(5)	(1)	(2)	(3)
	10	*10*	*3*	*4*	*13*	*4*	*8*	*23*	*5*	*5*
SiO_2	73,33	74,69	76,29	71,33	74,08	76,33	73,27	71,39	72,22	76,21
Al_2O_3	16,01	16,18	15,04	16,40	15,51	14,19	19,39	15,53	17,16	15,03
Fe_2O_3	0,25	0,22	0,23	0,16	0,37	0,55	0,67	0,29	0,42	0,47
FeO	0,22	0,23	0,24	0,26	0,32	0,31	-	-	-	0,23
MnO	0,02	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,33	0,33	0,36	0,47	0,33	0,28	-	0,04	3,29	0,35
CaO	0,82	1,33	1,21	1,01	1,74	1,22	-	1,14	0,28	1,25
Na_2O	2,33	3,95	2,19	3,59	5,34	3,97	2,19	3,30	5,60	2,87
K_2O	5,42	2,09	2,43	6,57	1,49	1,74	1,15	6,99	1,14	2,53
Na_2O+K_2O	7,75	6,04	4,62	10,16	6,63	5,71	3,34	10,29	6,74	5,40
SiO_2/Al_2O_3	4,60	4,60	5,00	4,40	4,70	4,00	3,70	4,60	4,20	5,00
A/CNK	1,40	1,40	1,80	1,10	1,10	1,40	-	1,00	1,50	1,50
A/NK	1,60	1,80	2,50	1,20	1,50	1,80	4,00	1,20	1,60	2,00
Q	43,10	46,50	59,80	26,10	37,30	51,20	71,00	25,80	35,50	54,10
Or	32,00	12,10	14,40	37,70	8,40	8,00	7,40	40,00	7,40	14,60
Ab	20,80	34,80	19,70	31,30	45,90	34,80	21,60	28,70	55,50	25,20
An	4,00	6,50	6,00	4,90	8,30	5,90	-	5,50	1,50	6,10

-nedeterminat. (1) pegmatite potaso-sodice; (2) pegmatite sodo-potasice; (3) pegmatite muscovitice; (4) pegmatite berilifere (Hann, 1987); (5) pegmatite albit-spodumenice (Li_2O=2,08%). Sub cifra care indică tipul de pegmatit este trecut numărul de analize chimice.

În continuare sunt prezentate particularităţile geochimice ale pegmatitelor provinciei Carpatice cu ajutorul unor diagrame reprezentative.

Examinarea acestor diagrame, care utilizează conţinuturile medii procentuale în oxizii alcalini precum şi valorile silicei şi ale aluminei, scoate în evidenţă rolul important al alcaliilor şi al acidităţii mediului în formarea pegmatitelor. O primă diagramă, cu valorile oxizilor de sodiu şi de potasiu (diagrama alcalinităţii), grupează analizele în patru câmpuri caracteristice pentru pegmatitele din ţara noastră: pegmatite potasice, sodice, muscovitice şi litifere (fig. 38). Diagrama pune în evidenţă şi o dispersare mai largă a probelor în cazul pegmatitelor sodice şi mai restrânsă pentru pegmatitele litifere. În funcţie de compoziţia feldspatului pe care-l conţin, pegmatitele micafere se situează mai aproape de câmpul pegmatitelor sodice sau de câmpul pegmatitelor potasice.

Diagrama aciditate(SiO_2) : alcalinitate ($Na_2O+K_2O+Li_2O$) grupează, de asemenea, analizele în câmpul pegmatitelor potasice, sodice şi litifere (fig. 39). În acelaşi timp, diagrama evidenţiază domeniul mult mai larg de variaţie a silicei în pegmatitele sodice precum şi conţinuturile mai ridicate în alcalii ale pegmatitelor potasice.

Relaţia SiO_2: Al_2O_3 (diagrama aciditate:aluminozitate) este foarte utilă în caracterizarea geochimică a pegmatitelor. În acest sens, în diagrama din figura 40

Scanned with OKEN Scanner

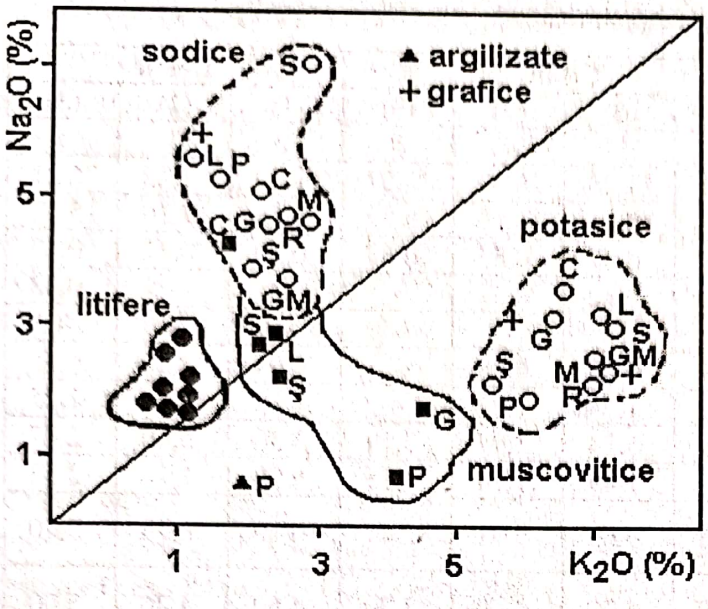


Fig. 38. Diagrama Na_2O:K_2O pentru pegmatitele provinciei Carpatice: *P*-Preluca; *R*-Rodna; *GM*-Gilău; *S*-Semenic; *G*-Godeanu; *M*-Mehedinți; *Ş*-Şureanu, *L*-Lotru; *C*-Cibin.

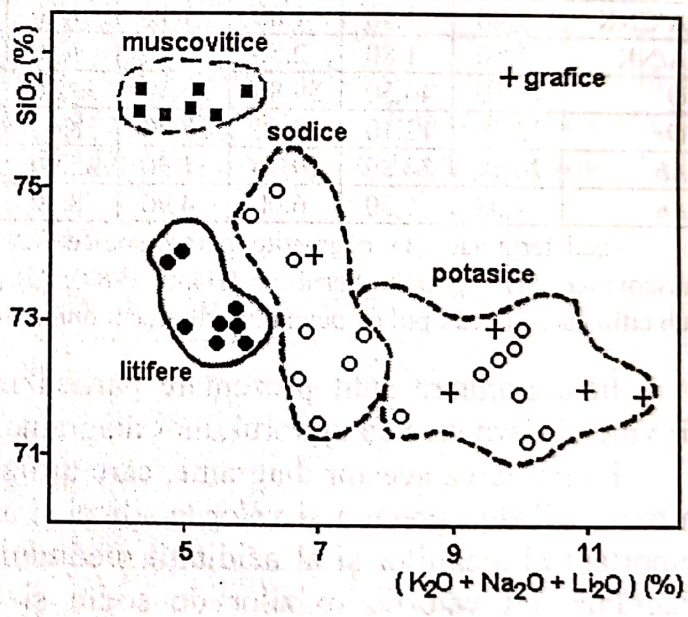


Fig. 39. Diagrama SiO_2: $(K_2O+Na_2O+Li_2O)$ pentru pegmatitele provinciei Carpatice.

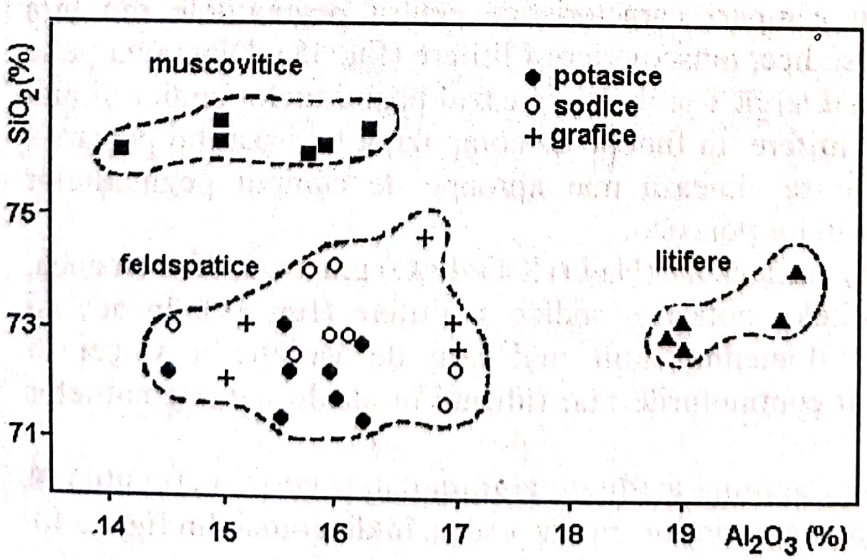


Fig. 40. Diagrama SiO_2:Al_2O_3 pentru pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

se remarcă o răspândire destul de largă a punctelor de proiecție ale pegmatitelor, determinată de creşterea conţinutului de Al_2O_3 în pegmatitele litifere şi de SiO_2 în pegmatitele muscovitice; pegmatitele feldspatice se situează între aceste două câmpuri extreme.

În scopul unei caracterizări mai complete a pegmatitelor provinciei Carpatice s-au calculat, pe baza datelor analitice, valorile *Q, Or, Ab, An* (tabelele 11, 12 şi 13), care, proiectate în diagramele *Or:Ab:An* (fig. 41) şi *Q:(Ab+An):Or* (fig. 42) confirmă prezenţa tipurilor de pegmatite evidenţiate şi cu ajutorul altor criterii mineralogice şi geochimice.

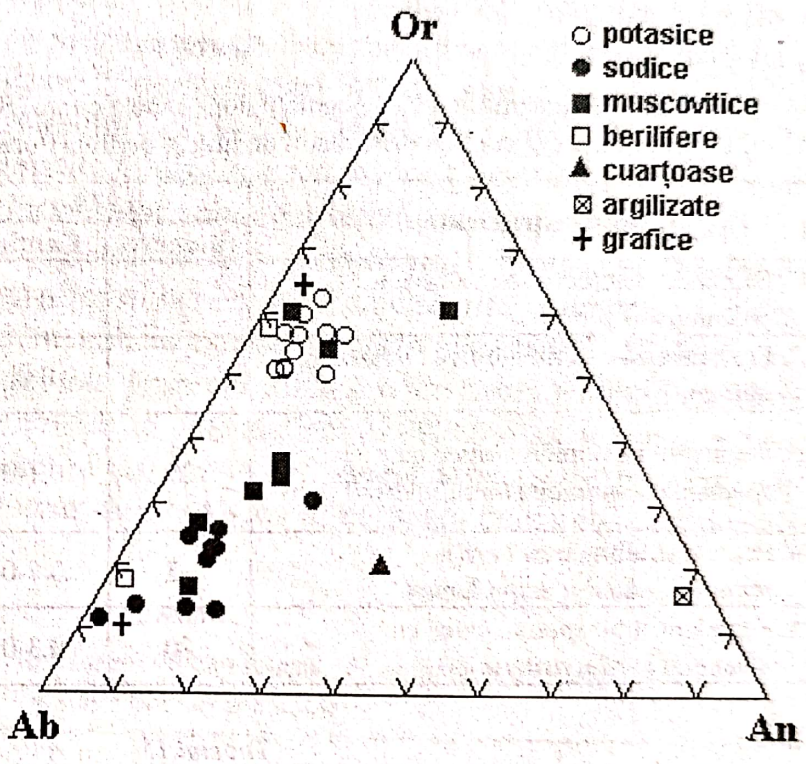


Fig. 41. Diagrama *Or:Ab:An* pentru pegmatitele provinciei Carpatice.

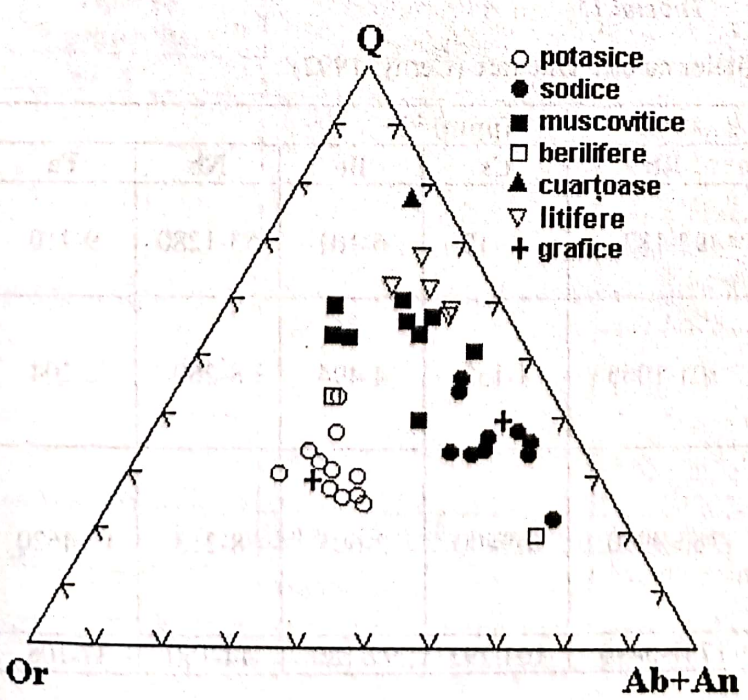


Fig. 42. Diagrama *Q:Or:(Ab+An)* pentru pegmatitele provinciei Carpatice.

2.2. Pegmatitele cu metale rare

Se caracterizează printr-un interes economic şi ştiinţific deosebit, aspect care explică numărul impresionant de studii referitoare la condiţiile petrogenetice în care se dezvoltă mineralogia şi geochimia acestora. Clasificările pegmatitelor cu metale rare (Solodov, 1971; Kuzimenko şi Hvostova, 1976; Ginsburg şi colab.,1979; Černý, 1992) au la bază corelaţia cantitativă a mineralelor formatoare de roci cu o serie de minerale valoroase de metale rare (tabelul 14) sau participarea semnificativă în compoziţie a mineralelor de metale rare (tabelul 15).

Tabelul 14

Clasificarea paragenetică a pegmatitelor cu metale rare (Solodov, 1971), rezervele mondiale şi conţinuturile medii de litiu şi beriliu (Borisenko şi colab., 1980)

Tipul de pegmatite	Li (%)		Be (%)	
	Rezerve	Conţinut	Rezerve	Conţinut
1. Pegmatite microclinice *cu beril+ columbit*	-	0,002	10	0,005-0,02
2. Pegmatite microclin albitice *cu beril + tantalit*	-	0,003	12	0,01-0,02
3. Pegmatite albit microclinice cu *spodumen+ pollucit+tantalit+beril*	27	0,1-0,4	42	0,01-0,02
4. Pegmatite albitice *cu beril+ tantalit+columbit ± spodumen*	3	0,2-0,5	7	0,03-0,08
5. Pegmatite albit *spodumenice cu columbit+beril±casiterit*	70	0,3-0,7	29	0,01-0,015

Tabelul 15

Clasificarea pegmatitelor cu elemente rare (Černý, 1992)

Tipul şi subtipul de pegmatite	(ppm)					
	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta
1. Cu TR 1.a. Allanit+monazit 1.b. Gadolinit	19-209	92-183	-12	6-101	53-1280	9-710
2. Cu beril 2.a. Beril+columbit 2.b. Beril+columbit+ fosfaţi	19-622	101-1065	4-132	4-494	8-260	2-204
3. Complexe 3.a. Spodumen 3.b. Petalit 3.c. Ambligonit 3.d. Lepidolit	37-8400	183-9970	9-9400	3-605	8-213	12-4620
4. Albit-spodumenice	5110-10310	1737-5490	104-793	97-180	44-150	37-108

Scanned with OKEN Scanner

2.2.1. Pegmatitele albit-spodumenice

Tipul genetic principal şi tradiţional al zăcămintelor endogene de litiu caracterizează pegmatitele granitice în care mai există şi alte metale rare (Be, Cs, Nb, Ta), precum şi unele materii prime nemetalifere (feldspaţi, cuarţ, mice). Demn de menţionat este faptul că 94 % din rezervele mondiale de litiu ale zăcămintelor magmatogene sunt localizate în pegmatite (Borisenko şi colab., 1980). Datele prezentate în tabelul 15 scot în evidenţă importanţa deosebită a pegmatitelor albit-spodumenice pentru litiu. Aceste pegmatite deţin 70 % din rezervele de litiu ale pegmatitelor granitice şi se caracterizează prin conţinutul cel mai mare de litiu. Pegmatitele albit-spodumenice prezintă un grad destul de scăzut de diferenţiere a structurii interne şi sunt localizate la distanţe mari faţă de granitele paterne, în roci metamorfice caracteristice faciesului amfibolitic. Prezenţa alături de pegmatitele albit-spodumenice a unor pegmatite feldspatice sau muscovitice limitează frecvenţa acestora. În cadrul pegmatitelor cu litiu, minereurile bogate conţin 1,3-2,0 % Li_2O (Smirnov şi colab.,1986). În pegmatitele albit-spodumenice litiul este prezent ca substituent izomorf în structura altor minerale sau formează minerale proprii, dintre care rolul principal îl are spodumenul, cu care se asociază până la 99,3 % din litiu.

Clarkul litiului în pegmatitele granitice indică o creştere a conţinutului de litiu de la pegmatitele muscovitice şi feldspatice (0,002 %) la pegmatitele cu metale rare (0,046 %) (Solodov şi colab., 1980). Acest aspect este prezent şi în pegmatitele granitice din ţara noastră, fiind scos în evidenţă de datele analitice ale tabelului 16.

Tabelul 16

Conţinutul de litiu al pegmatitelor provinciei Carpatice comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Tipul de pegmatite	Subprovincia pegmatitică	Localizare	Li (%)
1	2	3	4
Feldspatice	Gilău-Muntele Mare[1]	Valea Iara	0,0024-0,0049
	Getică	Munţii Semenic-Ţarcu[2]:	
		Teregova	0,0003-0,0006
		Armeniş	0,0003-0,00036
		Măgura	0,0003-0,0009
		Tâlva	0,0003
		Var	0,0003-0,001
		Munţii Lotru[3]	
		Valea Latoriţei	0-0,002
		Pârâul cu Fagi	0,0003-0,004
		Haneş	0,0003-0,0035
Muscovitice	Gilău-Muntele Mare[1]	Valea Iara	0,0101
	Getică[2]	Munţii Semenic-Ţarcu	
		Măgura	0,0003-0,0009
Albit-spodumenice	Getică[2]	Munţii Cibin : câmpul Conţu	0,0930-1,0270

Tabelul 16 (continuare)

1	2	3	4
Cu turmalină*	Gilău-Muntele Mare[1]	Valea Iara	0,0050
Cu granați*		Valea Vinței	0,0019
Grafice		Valea Vinței	0,00105
Date comparative			
Karelia (Mineev și Salie, 1971): pegmatite muscovit-feldspatice			0,0016
Scutul Baltic (Salie și Glebovițki, 1976):			
Muscovit-oligoclazice			0,0015
Muscovit-microclin-oligoclazice			0,0019
Oligoclaz-microclinice			0,0013
Microclin-albitice			0,0224
Albit-spodumenice			0,3474
Albit-lepidolit-spodumenice			0,5235
Pegmatite cu metale rare (în general; Kuzimenko și Hvostova, 1976)			
U + TR			0,0009-0,0023
Nb + Y			0,0018-0,0209
Be + Ta + Li			0,018-0,622
Ta + Be			0,0021-0,0464
Complexe			0,0037-0,841
Maine-S.U.A: pegmatite spodumenice (Stewart, 1978)			0,6502
Bikita-Zimbabwe: pegmatite cu petalit + pollucit (Stewart, 1978)			0,6967
Hirvikallio- Finlanda: pegmatite cu petalit (Stewart, 1978)			0,8361
Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990)			
Albit-pegmatite			0,0075
Pegmatite bifeldspatice			0,0114
Albitice			0,0239
Albit-spodumenice			0,4795
Spodumenice: Kings Mountain (Stewart, 1978)			0,71
Potasice: Colorado (Černy,1982 a)			0,0027
Albit-microclinice: Kola (din Mârza, 1985)			0,0139
Cu metale rare: Red Cross Lack (Černy,1992)			0,154-0,976
Pegmatite feldspatice: Pala - California (Kleck și Foord, 1999)			0,005-0,021

[1] Murariu și Alla Zămârcă (1979); [2] Hann (1987); [3] Apostoloiu și Arion (1981); * tipuri mineralogice separate de Stoicovici (1963).

După compoziția mineralogică și particularitățile geochimice, pegmatitele cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu al munților Cibin (subprovincia pegmatitică Getică) se încadrează în formațiunea pegmatitelor albit-spodumenice, fiind singurele ocurențe importante de acest tip din România. Compoziția mineralogică procentuală a pegmatitelor albit-spodumenice din zona Conțu-Negovanu comparativ cu unele date din literatură (Solodov și colab., 1980) este redată în tabelul 17. Din examinarea datelor prezentate în tabelul 17 se constată faptul că pegmatitele litifere analizate se caracterizează prin predominarea albitului asupra microclinului și prin conținutul scăzut de muscovit. Alături de spodumen, în pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu-Negovanu mai sunt prezente, în

Scanned with OKEN Scanner

cantităţi subordonate, şi alte minerale de litiu (trifilin-litiofilit, ambligonit-montebrasit, tavorit) puse în evidenţă optic şi prin analize cu raze *X* (Săbău şi colab., 1987).

Tabelul 17

Compoziţia mineralogică procentuală a unor pegmatite litifere

Mineralul (%)	**Formaţiunea pegmatitică**		
	Albit-spodumenică	Albit-microclin spodumenică	Câmpul pegmatitic Conţu-Negovanu
Albit	30	25	30-35
Microclin	12	20	10-15
Spodumen	22	15	15-20
Cuarţ	30	30	30-35
Muscovit	4	3	3-5

Observaţiile microscopice precum şi cele de ordin structural arată că spodumenul este prezent în cantităţi mai mari în complexul mineralogic albit+spodumen+cuarţ+muscovit (foto 5), care reprezintă cca 60-70 % din volumul corpurilor pegmatitice. Prezenţa acestui complex este confirmată şi de analizele chimice ale mineralelor respective precum şi de conţinuturile semnificative de beriliu (indicator indirect al mineralizaţiilor de litiu) ale acestor pegmatite (tabelul 14) precum şi de valorile ridicate de litiu din muscovit (tabelul 74).

Compoziţia chimică a pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul Conţu-Negovanu este redată în tabelul 18.

Tabelul 18

Compoziţia chimică unor probe de pegmatite albit-spodumenice din câmpul Conţu-Negovanu (munţii Cibin)

Probe	**Oxizi (%)**							
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Na_2O	K_2O	Li_2O	SiO_2/Al_2O_3	A/NK
P-17	73,25	19,71	0,36	2,17	1,11	2,48	3,70	4,1
P-21	74,03	20,11	0,52	1,93	0,97	2,21	3,60	4,7
P-23	72,81	19,13	0,81	2,16	0,87	2,88	3,80	4,2
P-46	73,05	18,99	0,77	2,83	1,07	1,77	3,80	3,2
P-50	73,15	19,01	0,90	2,17	2,11	0,84	3,80	3,2
B-1	74,00	-	-	1,93	0,97	2,21	-	-
B-2	73,20	-	-	2,18	1,12	2,49	-	-
B-3	72,70	-	-	2,82	1,04	1,76	-	-
Date comparative :								
(*)	75,43	14,66	0,23	4,13	3,01	0,76	5,10	0,70
(**)	74,60	16,40	-	3,30	2,40	1,50	4,50	2,00

-nedeterminat. **Localizarea probelor**: P-17, P-21- galeria II; P-23, P-46 - galeria III; P-50 - galeria V, pârâul Conţu. B-1, B-2, B-3 - blocuri de pegmatite litifere, nord de creasta Balindru-Conţu (Apostoloiu şi Arion,1981). Date comparative: (*) - pegmatite spodumenice, Harding-New Mexico (Jahns, 1955); (**) - pegmatite spodumenice, King Mountain (Stewart, 1978).

Scanned with OKEN Scanner

Examinarea datelor analitice pune în evidență conținuturi destul de constante în silice și alumină precum și participarea redusă a fierului. Valoarea SiO_2/Al_2O_3 este destul de constantă, iar din grupa metalelor alcaline se remarcă predominarea sodiului asupra potasiului și prezența unor conținuturi importante de litiu: 0,84-2,88 % Li_2O.

Comparativ cu pegmatitele feldspatice și cu cele muscovitice, în pegmatitele albit-spodumenice, analizate de noi, se constată conținuturi mai scăzute în oxizi de sodiu și de potasiu precum și valori mai ridicate în alumină. În același timp, se remarcă și faptul că mărimea raportului SiO_2/ Al_2O_3 se micșorează o dată cu trecerea la pegmatitele albit-spodumenice. Aceste aspecte pot fi urmărite și grafic în diagramele $Na_2O:K_2O$ (fig. 38), $SiO_2:Na_2O+K_2O+Li_2O$ (fig. 39) și SiO_2: Al_2O_3 (fig. 40). Reprezentările grafice situează pegmatitele albit-spodumenice într-un câmp propriu, caracterizat de valorile oxizilor luați în discuție. Acest lucru reiese și din examinarea diagramelor ternare *Or:Ab:An* (fig. 41) și *Q:(Ab+An):Or* (fig. 42). În tabelul 19 se prezintă compoziția normativă a pegmatitelor litifere din câmpul Conțu-Negovanu, subprovincia pegmatitică Getică, calculată pe bază datelor analitice.

Talelul 19

Compoziția normativă a pegmatitelor litifere din câmpul Conțu-Negovanu (Subprovincia pegmatitică Getică) comparativ cu unele date din literatura de spacialitate

%	P-17	P-21	P-23	P-46	P-50	(*)	(**)
Cuarț	41,1	47,0	33,7	44,0	54,7	37,9	37,8
Spodumen	33,6	30,3	41,2	24,5	12,1	20,1	10,1
Albit	18,9	17,0	119,3	25,2	20,1	28,4	35,1
Ortoză	6,3	5,6	5,2	6,2	13,0	13,5	16,9
A/NK	4,7	4,2	4,2	3,2	3,2	2,0	0,7

Pegmatite spodumenice : (*) King Mountain; (**) Harding.

Pe baza unui număr de 124 analize chimice, a fost construită histograma cu frecvența conținutului de Li_2O în pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conțu-Negovanu. Legea de distribuție este normală, iar frecvența maximă este caracteristică intervalului 0,72-1,30 % Li_2O (fig. 43; Murariu, 1994).

Specializarea geochimică a pegmatitelor cu spodumen din câmpul Conțu-Negovanu reprezintă consecința unor condiții geologice deosebite în care s-au format mezometamorfitele grupului Sebeș-Lotru din munții Cibin. Aceste condiții au fost determinate de compoziția rocilor supuse metamorfismului regional, de intensitatea metamorfismului, de caracterul evoluției geochimice a procesului de formare a pegmatitelor. Specializarea geochimică desemnează îmbogățirea deosebită a pegmatitelor în litiu, care formează o serie de minerale de litiu, dintre care spodumenul este mineralul principal atât din punct de vedere cantitativ cât și al dimensiunilor. În cazul apariției pegmatitelor cu spodumen, factorii geochimici determină comportarea litiului în fluidul pegmatitic, separarea sa în cadrul evoluției

Scanned with OKEN Scanner

procesului pegmatitic precum şi concentrarea în părţile interne ale corpurilor zonate, caracteristice etapelor finale de cristalizare, bogate în componenţi volatili.

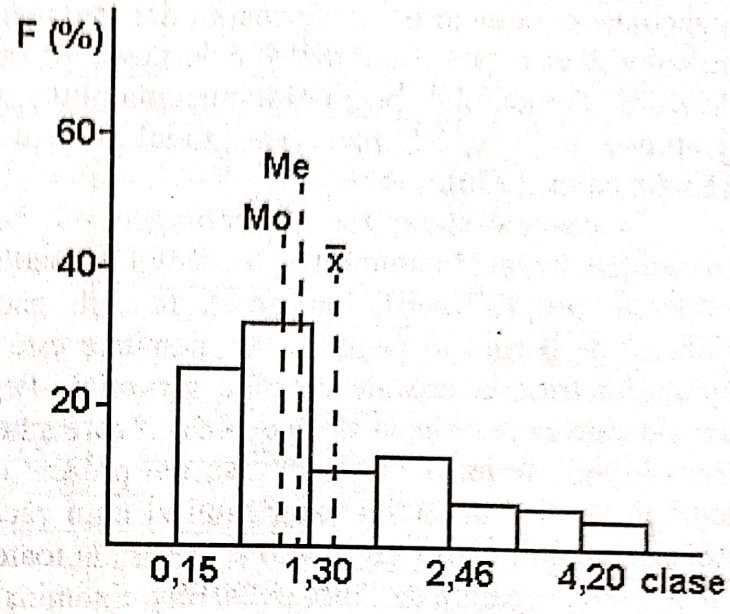


Fig. 43. Histograma cu frecvenţa conţinutului de Li_2O în pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conţu-Negovanu, munţii Cibin (Subprovincia pegmatitică Getică).

Având în vedere faptul că în câmpul Conţu-Negovanu nu au fost puse în evidenţă roci magmatice cu care să poată fi asociate pegmatitele, considerăm ca şi majoritatea cercetătorilor că pegmatitele albit-spodumenice au o geneză metamorfică. În acest caz, sursa litiului o constituie sedimentele argiloase, în care litiul se poate concentra la valori semnificative. Există numeroase date analitice care arată că în rocile argiloase se află conţinuturi de zeci de ppm Li, iar în argilele caolinitice acestea pot atinge valori care depăşesc 1000 ppm. La temperaturile scăzute ale metamorfismului regional, o cantitate importantă de litiu a rocilor preexistente intră în reţeaua micelor (principalul concentrator de litiu) şi se păstrează în roci. În condiţiile faciesului amfibolitic, muscovitul devine instabil, se descompune şi dispare treptat, iar litiul se acumulează în fluidul rezidual. În etapele timpurii ale procesului pegmatitic, litiul pătrunde izomorf în structura mineralelor feromagneziene, iar în etapele finale devine un element principal şi formează minerale proprii, dintre care un rol principal îl are spodumenul. Acest aspect se realizează în condiţiile creşterii acidităţii fluidului pegmatitic şi este confirmat de valoarea mai scăzută a alcalinităţii spodumenului comparativ cu alcalinitatea microclinului şi a albitului (vezi tabelul 109). Conform cercetărilor experimentale efectuate de Gliuk şi Şmakin (1986), metalele alcaline (Na, K, Li, Rb, Cs), CaF_2, H_2O precum şi B_2O_3, P_2O_5, CO_2, reprezintă agenţi activi ai imiscibilităţii într-un sistem de compoziţie pegmatitică. Prezenţa în fluidul pegmatitic a acestor componenţi creează posibilitatea separării prin licuaţie a unei părţi din fluid, cu formarea complexului albit-spodumenic.

Scanned with OKEN Scanner

2.2.2. Pegmatitele cu beril

Beriliul este un element tipic pegmatofil, prezent în diferite asociații geochimice caracteristice formațiunilor pegmatitice cu metale rare. Demn de menționat este faptul că, dintre cele peste 40 de minerale de beriliu, majoritatea aparține domeniului pegmatitic-pneumatolitic. Carkul beriliului în pegmatitele granitice este de 5,5 ppm, cu gradul maxim de concentrare de ordinul 800 (Kuzimenko, 1976).

În primele stadii ale pegmatitogenezei, beriliul se dispersează izomorf în mineralele bogate în aluminiu (muscovit, turmalină), iar în stadiile finale formează minerale proprii (beril, bertrandit, fenacit, gadolinit etc.). Cel mai important mineral de beriliu al pegmatitelor granitice este berilul, care apare de la granule submilimetrice la cristale de talie gigantică. Pegmatitele granitice cu beril sunt considerate ca principala sursă de valorificare a berilului. După datele prezentate de Beus (1960), în jur de 90 % din beriliul prezent în pegmatitele cu metale rare este legat de beril. Conținutul valorizabil al unui zăcământ se apreciază la 0,1 % Be. Rezerve semnificative de beriliu se găsesc în toate cele cinci tipuri de pegmatite cu metale rare, separate de Solodov (1971). Examinarea datelor din tabelul 14 arată că cele mai importante rezerve mondiale de Be aparțin formațiunii pegmatitice albit microclinice cu spodumen + pollucit + tantalit (42 %), care mai conține cantități semnificative şi de: Rb, Cs, Ta, Nb, Li (Borisenko şi colab., 1980).

În pegmatitele provinciei Carpatice, beriliul este prezent în structura mineralelor principale şi accesorii, ca rezultat al substituției aluminiului şi siliciului, sau formează mineralul propriu – berilul. În pegmatitele munților Semenic (Teregova, Armeniş) şi ale Munților Lotrului (Pietrele Albe, Streaja, Despina) berilul se concentrează de regulă la limita nucleului cuarțos ± feldspați cu zona intermediară, iar în corpurile pegmatitice din Munții Poiana Ruscă (Voislova), berilul apare mai frecvent în nucleul cuarțos. Asociația geochimică, caracteristică a acestor pegmatite cu metale rare, este: Be + Nb + Ta + Li (Superceanu, 1957; Mârza, 1985; Hann, 1987). Pegmatitele aparțin formațiunilor: microclinice cu beril + columbit şi albit microclinice cu beril + tantalit, separate de Solodov (1971). Aceste ocurențe de pegmatite berilifere ale subprovinciei Getice a Carpaților Meridionali – cele mai importante din România – au fost corelate de Uher (1994) cu pegmatitele berilifere slab mineralizate cu Nb + Ta din Carpații Vestici, în special cu cele din Masivul Bratislava.

Conținutul de beriliu al pegmatitelor provinciei Carpatice creşte evident de la pegmatitele grafice, feldspatice, micafere, cu turmalină la pegmatitele cu metale rare (tabelul 20). Astfel, în pegmatitele cu metale rare ale subprovinciei Getice (Teregova, Armeniş, Conțu), conținutul de beriliu variază între 44 şi 280 ppm, valorile maxime fiind caracteristice pegmatitelor în care albitul predomină microclinul. Aceste valori se încadrează între limitele prezentate de Solodov (1971) pentru conținutul de beriliu al pegmatitelor cu metale rare (20-7000 ppm) şi nu depăşesc conținutul mediu maxim al pegmatitelor berilifere: 494 ppm (Černý, 1992).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 20

Conținutul de beriliu al pegmatitelor provinciei Carpatice (Giușcă și colab., 1964; Apostoloiu și Arion, 1981; Hann, 1987), comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Tipul de pegmatite	Subprovincia pegmatitică	Localizare	Be (ppm)
Feldspatice	Gilău-Muntele Mare	Valea Iara	3-5
		Valea Vinței	10
	Getică	Câmpul Măgura	1-7,5
		Armeniș	1-9,0
		Tâlva	1,9-6,0
		Var	3,1-6,2
		Bouțari	7,0
		Slatina Timișului	5,5
		Bucova	3,8
	Preluca	Câmpul Răzoare	4,4
Micafere	Gilău-Muntele Mare*	Valea Iara	10,0
	Getică	Armeniș; Bouțari	3,6-25,0
Cu turmalină	Getică	Bouțari	12,0
Grafice	Getică	Armeniș; Bouțari	1,0-5,0
Cu metale rare	Getică	Teregova; Armeniș	44-280
		Conțu	60-220
		Pietrele Albe	28-252
Date comparative (Beus, 1960):			
Pegmatite grafice			0,5-7,0
Pegmatite fără minerale de metale rare			2-10
Pegmatite cu minerale de metale rare (lipsite de beril)			10-25
Pegmatite cu 0,01-0,1 % beril			10-57
Pegmatite cu 0,2-0,5 % beril			100-250
Pegmatite cu spodumen + tantalit + pollucit (Filipova, 1971)			263
Pegmatite feldspatice cu Li + Be; Rusia de sud (Melentiev și colab, 1971)			209
Pegmatite cu metale rare-Asia Centrală (Kuzimenko și Hvostova, 1976)			
U + TR			0,8-18
Nb + Y			6,1-100,9
Be + Ta + Li			3,6-493
Ta + Be			16-1693
Complexe			3,2-605
Pegmatite berilifere (din Mârza, 1985)		Kings Mountain	1945
		Zimbabwe	1500
		Doade	2000
		Ankale	216-1440
Pegmatite cu metale rare-Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990)			
		Aplit-pegmatite	2,4-20
		Bifeldspatice	8,3-67
		Albitice	54-100
		Albit spodumenice	50-300
Pegmatite cu metale rare (Černý, 1992)			
		Cu TR	6-101
		Cu beril	4-494
		Complexe	3-605
		Albit-spodumenice	97-180

Scanned with OKEN Scanner

În literatura de specialitate sunt citate însă şi conţinuturi mult mai mari de beriliu în pegmatitele berilifere, aşa după cum se remarcă din datele tabelului 20. Comparativ cu aceste valori, în pegmatitele provinciei Carpatice lipsite de minerale de metale rare, conţinutul de beriliu este mult mai scăzut (1-10 ppm), în deplină concordanţă cu datele de conţinut comparative citate în tabelul 20, după Beus (1960). Analizele chimice efectuate de Giuşcă şi colab. (1964) asupra unor probe din pegmatitul de la Armeniş (munţii Semenic–subprovincia pegmatitică Getică), prelevate pe un profil transversal, din culcuş spre acoperiş, au evidenţiat o variaţie destul de slabă a conţinutului de beriliu:

0,15 m....pegmatit cu muscovit.....3,6 ppm
0,40 m....pegmatit grafic.....5,0 ppm
1,40 m....pegmatit cu muscovit+granat.....3,1 ppm
2,40 m....pegmatitt cu biotit+granat.....3,2 ppm
3,40 m....pegmatit cu muscovit+granat.....3,7 ppm
5,0 m.....pegmatit cu biotit.....5,2 ppm
8,0 m.....pegmatit cuarţos cu granat+biotit.....1,6 ppm
19,0 m.....pegmatit grafic cu muscovit.....1,4 ppm
19,0 m.....pegmatit grafic.....1,0 ppm

Conţinutul mediu al corpului pegmatitic este de 3,1 ppm Be, destul de apropiat de cel al micaşisturilor din culcuş: 3,6 ppm Be. O variaţie apreciabilă de conţinut în beriliu a fost evidenţiată de autorii citaţi mai sus într-un filon pegmatitic de la Bouţari (Munţii Poiana Ruscă–subprovincia pegmatitică Getică), unde conţinuturile maxime de Be au fost determinate în zona centrală, într-o probă de pegmatit cu muscovit: 25 ppm Be şi de pegmatit cu turmalină: 12 ppm Be. Acest aspect confirmă afinitatea geochimică a Be pentru Al din muscovit şi din turmalină.

Compoziţia chimică a două probe de pegmatite berilifere de la Teregova (munţii Semenic–subprovincia pegmatitică Getică) arată conţinuturi mai scăzute de SiO_2 şi mai apropiate de Al_2O_3, Na_2O, K_2O, CaO, MnO comparativ cu pegmatitele feldspatice (tabelul 21).

Tabelul 21

Compoziţia chimică şi valorile *Q, Or, Ab, An* ale pegmatitelor berilifere de la Teregova (munţii Semenic-subprovincia pegmatitică Getică)*

%	58	58/1	%	58	58/1
SiO_2	69,40	70,77	Na_2O+K_2O	11,10	13,10
Al_2O_3	16,25	15,65	SiO_2/Al_2O_3	4,27	4,52
Fe_2O_3	0,24	0,34	A/CNK	1,11	0,75
FeO	0,10	0,10	A/NK	1,16	0,93
MnO	sld	0,02	*Q*	42,67	19,39
MgO	0,10	sld	*Or*	32,97	14,30
CaO	0,35	0,45	*Ab*	23,08	64,14
BeO	0,036	0,038	*An*	1,27	2,16
Na_2O	3,50	10,60	*Ab+An*	24,35	66,30
K_2O	7,60	2,50			
H_2O	0,21	0,34	* Hann (1987); sld = sub limita de detecţie		

În diagramele *Or:Ab:An* (fig. 41) şi *Q: Or : (Ab+An)* (fig. 42), cele două probe de pegmatite berilifere se situează în câmpurile caracteristice pegmatitelor ceramice, în funcţie de tipul feldspatului (potasic sau sodic).

2.3. Pegmatitele argilizate

Din punct de vedere geochimic, pegmatitele argilizate prezente în cadrul formaţiunii carbonatice Măgureni a seriei Baia de Arieş din cristalinul munţilor Preluca se caracterizează printr-o scădere evidentă a conţinutului de silice (49,8-51,6 % SiO_2), a sumei oxizilor alcalini (1,46-3,43 % Na_2O+K_2O) şi o creştere semnificativă a conţinutului de calciu, cu valori cuprinse între 8,89 şi 18,97 % CaO (Kalmár, 1973). Formarea mineralelor argiloase a avut loc sub acţiunea unor soluţii hidrotermale asupra pegmatitelor, în care apa a fost de natură meteorică. În diagrama ternară *Or:Ab:An*, câmpul pegmatitelor argilizate se individualizează clar de celelalte tipuri de pegmatite ale provinciei Carpatice (fig. 41).

2.4. Pegmatitele grafice

2.4.1. Concreşterile dintre cuarţ şi feldspaţi

Se întâlnesc frecvent în pegmatitele provinciei Carpatice, atingând uneori dimensiuni apreciabile, cu formare de zone bine individualizate. Prezenţa concreşterilor grafice (foto 6) este un caracter tipic dar nu general al pegmatitogenezei (Turner şi Verhoogen, 1967). Apariţia concreşterilor grafice (*granite grafice=pegmatite grafice=runite*) se realizează în cazul în care în compoziţia fluidului pegmatitic participă cantităţi ridicate de volatile iar cuarţul are un caracter agresiv, fiind redistribuit de mai multe ori, în succesiunea stadiilor evolutive ale procesului pegmatitic. Totuşi, originea concreşterilor grafice mai este încă, aşa cum au mai menţionat mulţi cercetători, un subiect de controversă. În prezent, interpretările date de diverşi autori presupun trei moduri diferite de înţelegere a formării structurilor grafice: 1) cristalizarea simultană a feldspaţilor şi a cuarţului, reprezintă interpretarea clasică a lui Fersman (1929, 1931). Vogt (1908) susţine şi cristalizarea în condiţii eutectice a cuarţului şi a feldspaţilor pe baza constanţei proporţiei cuarţului în concreşterile grafice – de aproximativ 26 % – dar studiile ulterioare precum şi datele experimentale (Winkler, 1967) au scos în evidenţă variaţii importante ale raportului cuarţ:feldspat; 2) cuarţul din structurile grafice s-a format prin substituţia parţială a feldspatului: Landes (1925), Schaller (1927), Şeclăman (1971), Şeclăman şi Constantinescu (1972) etc.; 3) concreşterile dintre cuarţ şi feldspat sunt consecinţa atât a cristalizării simultane cât şi a substituţiei unuia din mineralele concrescute de către celălalt (Jahns,1955; Schneiderhöhn, 1961). Fen (1979) a reuşit să reproducă experimental granitul

Scanned with OKEN Scanner

grafic, folosind material din pegmatitele de la Harding – New Mexico şi Spruce Pine – Carolina de Nord. Concreşterea obţinută reprezintă produsul cristalizării simultane a cuarţului şi a feldspatului. În pegmatitele grafice ale provinciei Carpatice, concreşterile grafice ale cuarţului cu feldspatul potasic sau cu plagioclazul sunt caracteristice zonelor intermediare şi mai ales zonelor externe ale corpurilor pegmatitice (foto 6). Mecanismul formării cuarţului grafic prin înlocuirea selectivă a feldspatului în lungul zonelor de slabă rezistenţă a acestora a fost demonstrat convingător de Şeclăman (1971). În favoarea ipotezei formării cuarţului grafic prin coroziune metasomatică, Hann (1987) prezintă, în pegmatitele subprovinciei Getice, structuri grafice radiar simetrice (Armeniş-munţii Semenic) precum şi unele aspecte deosebite, cum ar fi *cuarţul ocelar* (Dealul Curcan, munţii Ţarcu-Muntele Mic). Demn de menţionat este faptul că, cuarţul grafic este foarte sensibil la deformări, se fragmentează repede, diferitele fragmente căpătând orientări proprii. Concomitent au loc şi recristalizări în cadrul baghetelor de cuarţ care au fost deformate. În acest fel, se poate ajunge la distrugerea completă a structurilor grafice când acestea sunt supuse cataclazării intense. Astfel de aspecte au fost întâlnite în corpurile pegmatitice de la Armeniş–munţii Semenic (Hann, 1987), Catarcte–munţii Lotru, Între Rebre–munţii Rodna (Murariu,1979; Murariu şi colab., 1998 a) etc.

Cele mai multe informaţii referitoare la compoziţia cantitativă a diverselor granite grafice (*schriftgranit*) provin din analiza chimică. La noi în ţară, primele analize chimice ale granitelor grafice au fost prezentate pentru pegmatitele subprovinciei Rodna (Murariu, 1979). Ulterior, acest aspect a mai fost abordat şi de Hann (1987) pentru pegmatitele subprovinciei Getice. Compoziţia chimică a unor pegmatite grafice din provincia Carpatică este redată în tabelul 22.

Analizele chimice ale unor granite grafice din pegmatitele provinciei Carpatice indică faptul că variaţiile oxizilor alcalini precum şi a oxidului de calciu sunt determinate de compoziţia feldspatului prezent în structurile respective. În acest sens, în pegmatitele din ţara noastră se întâlnesc concreşteri grafice ale cuarţului atât cu feldspatul potasic (Armeniş–munţii Semenic; valea Iara–munţii Gilău; valea Rebra–munţii Rodna etc.) cât şi cu plagioclazul (sectorul Măgura-Muntele Mic; Valea Caselor–munţii Rodna etc.). Între aceste două extreme, gama de tranziţie cumprinde şi concreşteri pertit+cuarţ şi antipertit+cuarţ. În toate analizele se remarcă conţinuturile ridicate ale sumei oxizilor alcalini precum şi valori ale raportului SiO_2/Al_2O_3 corespunzătoare pegmatitelor feldspatice.

După conţinutul în alcalii, granitele grafice analizate chimic se situează în diagrama din figura 38 în câmpul caracteristic pegmatitelor feldspatice, evidenţiind rolul alcaliilor în formarea lor. Acest aspect este confirmat şi de valorile alcalinităţii relative a granitelor grafice (vezi tabelul 109) precum şi de diagrama SiO_2:Al_2O_3 (fig. 40). Compoziţia modală a pegmatitelor grafice analizate arată că variaţia cuarţului normativ are loc între limitele 23,7-38,7 %, feldspatul potasic între 6,9 şi 59,1 % iar plagioclazul între 15,7 şi 54,4 % (tabelul 22), comparativ cu conţinutul teoretic: 75,5 % - feldspat şi 24,5 % - cuarţ.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 22

Compoziţia chimică a unor pegmatite grafice

%	1	2	3	4	6	10	Câmpul pegmatitic Mamsk*
SiO_2	72,50	74,65	73,01	72,10	70,72	72,51	71,45
Al_2O_3	17,11	16,80	15,43	14,93	16,00	17,15	15,50
Fe_2O_3	0,11	0,37	0,17	-	0,10	0,13	0,27
FeO	0,18	sld	0,15	-	0,36	0,16	0,18
MnO	0,16	sld	0,11	u	-	-	-
MgO	sld	sld	sld	0,06	0,35	0,15	-
CaO	0,53	0,78	0,50	0,13	0,70	0,52	0,40
Na_2O	3,12	5,83	2,31	2,67	1,40	3,20	1,95
K_2O	5,84	1,20	7,39	9,18	10,20	5,80	9,45
$Na_2O+ K_2O$	9,05	7,03	9,70	11,85	11,00	9,00	11,40
SiO_2/ Al_2O_3	4,20	4,40	4,70	4,80	4,4	4,20	4,60
A/ CNK	1,30	1,30	1,20	1,10	1,10	1,30	-
A/ NK	1,50	1,50	1,30	1,10	1,20	1,50	-
Q	35,40	38,70	34,40	23,70	25,10	35,10	26,20
Or	34,20	6,90	42,80	52,50	59,10	34,00	54,70
Ab	28,00	50,70	20,30	23,20	12,30	28,90	17,20
An	2,30	3,70	2,40	0,60	3,40	2,50	1,90

-nedeterminat; sld-sub limita de detecţie; u-urme; *media a 16 analize chimice de pegmatite grafice (Kocinev şi colab.,1971). **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Rodna*: 1- Valea Rebra (Rb^{Sc}_3), 2-Valea Caselor (Rb_2); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: 3- Valea Iara; *subprovincia pegmatitică Getică* (Hann, 1987): 4,10- Armeniş, 6- Valea Scoarţa–sectorul Măgura.

Unele date suplimentare cu privire la compoziţia mineralogică a unor pegmatite grafice sunt redate în tabelul 23.

Tabelul 23

Compoziţia unor pegmatite grafice

%	*A. Compoziţia modală*						
	Provincia pegmatitică Carpatică						**Câmpul**
	1	2	3	4	6	10	Mamsk
Cuarţ	35,4	38,7	34,4	21,0	25,1	35,4	26,2
Feldspat	64,5	61,3	65,5	76,1	74,8	63,9	73,8
Muscovit	-	-	-	2,9	-	0,7	-
	B. Compoziţia normativă a feldspaţilor						
Or	34,8	7,0	42,6	53,5	60,2	34,3	54,7
Ab	28,6	50,6	20,2	22,1	11,8	27,1	17,2
An	2,8	3,8	2,5	0,4	3,4	2,5	1,9
	Alte date comparative*						
	Ytterby (Suedia)	Evje (Norvegia)	Kragerö (Norvegia)	Urali (Rusia)	Volînia (Ukraina)	Badford (USA)	
Cuarţ	37,5	32,0	25,5	28,2	25,7	23,2	
Feldspat	62,5	68,0	74,5	71,8	74,3	76,8	

* Din Fersman (1929, 1931).

Scanned with OKEN Scanner

Valorile obținute de noi concordă în mare parte cu cele calculate de Şeclăman (1971), după care cuarțul normativ variază în limitele: 4-60 %, plagioclazul între 5 şi 85 %, iar feldspatul potasic între 4 şi 70 %. Rezultatele arată că nu suntem în prezența unui eutectic granitic, deoarece acesta, aşa cum au arătat Fersman (1931) şi Lazarenko (1979), are o compoziție mult mai constantă. În acelaşi timp, trebuie menționat faptul că cercetările experimentale efectuate de Winkler (1967) au stabilit că nici eutectele granitice nu au o compoziție foarte constantă, ele suferind modificații în funcție de diferiți factori. În acest caz, procesele de metasomatoză a feldspatului şi cuarțului, evidențiate şi de autorii menționați mai sus, au jucat un rol important în formarea structurilor grafice. În câmpurile cu roci pegmatitice din România, structurile grafice sunt mai frecvente în pegmatitele feldspatice.

2.4.2. Concreşterile dintre cuarț şi granați

Structurile grafice dintre cuarț şi granați (foto 7) au fost recunoscute în pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), în asociație cu microclin (±pertit), albit, muscovit, turmalină, biotit. Originea metasomatică a agregatelor cuarț+granat constituie rezultatul reacției:

$$2NaAlSi_3O_8 + 3R^{2+}O = R_3^{2+}Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2 + Na_2O$$

În desfăşurarea acesteie reacții are loc fixarea aluminiului în granat şi a siliciului în cuarț, cu eliberare de sodiu. Analiza chimică a unei probe evidențiază date de conținut scăzute pentru TiO_2, MgO şi predominarea oxidului feros asupra oxidului feric (Murariu şi Delia Potolincă, 1996):

	(%)		(%)
SiO_2	43,91	FeO	19,63
TiO_2	0,09	MnO	8,26
Al_2O_3	10,01	MgO	0,07
Fe_2O_3	9,25	CaO	2,23

Compoziția normativă, obținută pe baza acestei analize chimice, indică 22,94 % cuarț şi 77,06 % granați (0,31 % pirop; 48,83 % almandin, 20,31 % spessartin; 7,11 % andradit). Conținutul în component spessartinic, precum şi valorile fericității (98 mol.%) şi magneziality (0,6 mol.%) sunt caracteristice granaților pegmatitici. Comparativ cu aceste valori, în probele analizate de Němec (1983), se constată un conținut mai ridicat în cuarț, spessartin şi mai scăzut în almandin (Komarovice: 48,7 % cuarț; 22,3 % almandin; 29,0 % spessartin).

Valorile A/CNK şi A/NK (tabelele 11, 12, 13, 21 şi 22) situează majoritatea pegmatitelor provinciei Carpatice în domeniul peraluminos (fig. 44).

Scanned with OKEN Scanner

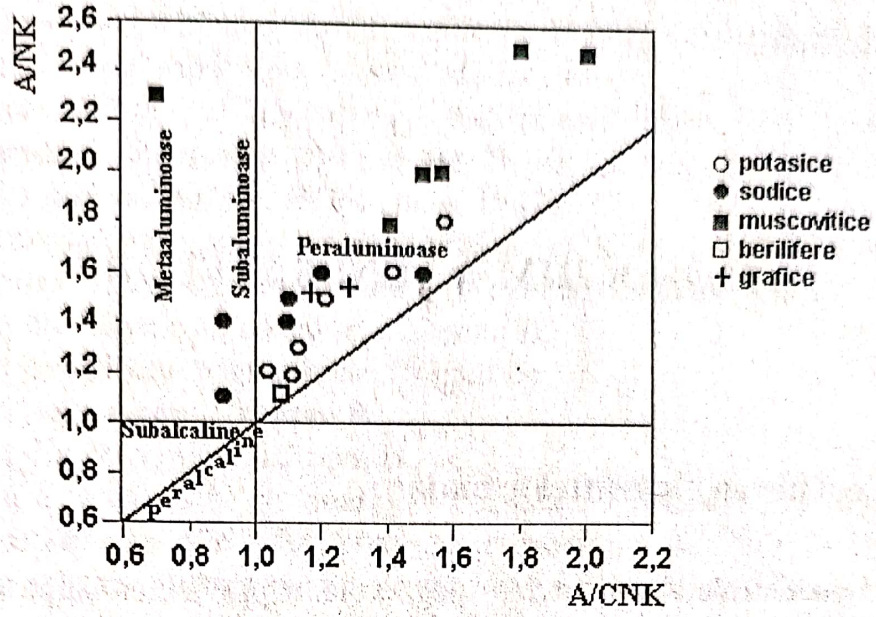


Fig. 44. Diagrama A/NK:A/CNK pentru pegmatitele provinciei Carpatice.

Distribuția geochimică a unor elemente minore în pegmatitele grafice ale subprovinciei Getică (Hann, 1987) scoate în evidență unele conținuturi mai semnificative de Pb (39-155 ppm), Ba (60-5000 ppm) şi Sr (50-500 ppm).

Prezența valorilor respective este justificată de afinitatea geochimică a acestor elemente minore pentru potasiul şi calciul feldspaților.

Scanned with OKEN Scanner

3. GEOCHIMIA MINERALELOR

3.1. Geochimia elementelor majore

Studiul geochimic al mineralelor pegmatitelor provinciei Carpatice scoate în evidență faptul că feldspații, cuarțul, muscovitul, biotitul, turmalina, granații, spodumenul şi apatitul sunt mineralele care determină prezența elementelor majore (conducătoare) în pegmatite: Si, Al, K, Na, Li, Fe, Mg, Mn, Ca, O, H, B, P, care constituie în jur de 98 % din volumul corpurilor pegmatitice.

3.1.1. Cuarțul

Are un caracter de prezență continuă, întrucât apare în toate tipurile de pegmatite, fiind asociat tuturor mineralelor pegmatitice. Cuarțul predomină în nucleul corpurilor pegmatitice zonate, în filonaşele fracturilor de umplere şi apare subordonat cantitativ în concreşterile grafice şi în complexul cuarț-muscovitic. În aval de punctul Între Rebre", pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), într-o serie de blocuri pegmatitice, s-a găsit şi cuarț cristalizat în cavități miarolitice, în asociație cu pirita. Acestea se prezintă în cristale cu habitus lung prismatic, cu dezvoltarea preponderentă a fețelor de prismă şi, subordonat, a celor de romboedru direct şi invers. Uneori, cristalele sunt fisurate, cu depunere de limonit rezultat din alterarea piritei. Pe lângă cristale separate, se găsesc şi asociații de cristale care prezintă striuri transversale pe fețele de prismă şi au o orientare diferită (Murariu, 1979). În pegmatitele preponderent plagioclazice, cuarțul de temperatură ridicată a domeniului pegmatitic are o culoare cenuşie, iar în nucleul corpurilor pegmatitice zonate, cuarțul este – în general – translucid. O altă varietate – cuarțul lăptos – caracterizează complexul cuarț-muscovitic.

Cristalele de cuarț sunt allotriomorfe, cu dimensiuni ce variază în funcție de poziția pe care acestea le ocupă în cadrul corpurilor pegmatitice zonate, sau în funcție de tipul mineralogic de pegmatit. Cristalele larg dezvoltate de cuarț, cu

Scanned with OKEN Scanner

structuri pegmatoide (< 20 cm) sau în blocuri (> 20 cm), sunt însoţite de granule de dimensiuni mici, care prezintă extincţie ondulatorie.

Conţinutul în SiO_2 al cuarţului pegmatitic este ridicat (98,1 %-99,9 %), iar dintre elementele minore sunt prezente Be, B, Al, Li, Nb, Zr, Y, Co, Mn, Cu etc. (Iosof şi colab.,1975; Murariu, 1979; Hann, 1987).

Conform datelor prezentate de Malikov şi Komov (1970; din Liahovici, 1972), conţinutul de bor din cuarţ poate fi utilizat ca indicator genetic:

- cuarţ din filoane cu turmalină: 20 ppm B;
- cuarţ din filoane pegmatitice: 10 ppm B;
- cuarţ din greisen: 100 ppm B;
- cuarţ din granitoide: 6,3 ppm B.

Analiza a două probe de cuarţ din pegmatitele subprovinciei Rodna arată că prezenţa în asociaţie a schörlitului determină un conţinut mai ridicat de bor (20 ppm), comparativ cu valoarea obţinută pentru cuarţul asociat cu microclin şi muscovit (6 ppm). Acest aspect a fost remarcat şi de Hann (1987), care a determinat într-o probă de cuarţ din zona centrală a unui pegmatit de pe Pârul cu Mărul-câmpul pegmatitic Măgura (Muntele Mic), 30 ppm B, fapt explicabil întrucât în vecinătatea zonei centrale sunt prezente cristale de turmalină. Toate conţinuturile de bor din cuarţul pegmatitic sunt mult mai mari decât valoarea de 1,25 ppm B determinată de noi într-o probă de cuarţ hidrotermal din zăcământul Băiuţ (districtul metalifer-Baia Mare). Aceste aspecte sunt confirmate de valorile medii ale conţinutului de bor prezentate de Liahovici (1972) pentru cuarţul din: granitoide (4 ppm), granite cu biotit (6,3 ppm), leucogranite (11,5 ppm), granite transformate (8,4 ppm), filoane (1 ppm).

3.1.2. Feldspaţii

În compoziţia pegmatitelor granitice, feldspaţii prezintă o importanţă deosebită, atât din punct de vedere cantitativ, cât şi în ceea ce priveşte implicarea lor în evoluţia procesului pegmatitic. În acest sens este cunoscut faptul că tipul de feldspat indică treapta evolutivă la care a ajuns un pegmatit. În acelaşi timp, feldspaţii reflectă şi deformările suferite de pegmatite, deci şi modificările regimului tectonic.

În seria feldspaţilor alcalini, substituţia K – Na determină principalele abateri de la compoziţia ideală a temenilor puri: microclin şi albit. În funcţie de raportul K:Na, comportamentul la la exoluţie duce la dezvoltarea concreşterilor. În seria plagioclazilor, modificaţiile de compoziţie sunt determinate de substituţia cuplată: $CaAl\ (NaSi)_{-1}$.

1) substituţii pentru feldspaţii cu raportul Al:Si=1:3:

a) feldspat potasic – buddingtonit ($NH_4AlSi_3O_8\ 0{,}5H_2O$)

$$K^+ = (NH_4)^+$$

b) feldspat potasic – reedmergnerit ($NaBSi_3O_8$)

$$Al^{3+} = B^{3+}$$

c) feldspat potasic – hyalophan [$(K,Ba)Al(Si,Al)]_3O_8$

2) *substituții pentru feldspații cu raportul Al:Si=1:1:*

a) feldspat calcic – danburit ($CaB_2Si_2O_8$)

$$2Al^{3+} = 2B^{3+}$$

b) feldspat calcic – slawsonit [$(Sr, Ca)Al_2Si_2O_8$]

$$Ca^{2+} = Sr^{2+}$$

c) feldspat calcic – celsian ($BaAl_2Si_2O_8$)

$$Ca^{2+} = Ba^{2+}$$

În pegmatite aceste varietăți apar mai ales ca molecule în feldspații alcalini și în plagioclazi.

Pentru feldspații potasici (MT_4O_8) sunt posibile următoarele tipuri de substituții:

– cationi mari care pătrund în poziția M;
– cationi mici acceptați în poziția T;
– diferite forme ale apei.

Potasiul feldspaților este substituit frecvent de ionii incompatibili: Rb, Cs, Li, Tl, Pb, NH_4 și de ionii compatibili: Ba, Sr.

3.1.2.1. *Feldspații plagioclazi*

Sunt prezenți în constituția tuturor pegmatitelor zonate și nezonate, cea mai mare dezvoltare a lor observându-se în zonele intermediare unde se asociază frecvent cu microclin, spodumen, cuarț și muscovit. Apar în cristale prismatice, cu dimensiuni de la ordinul milimetrilor și până la aspectul de blocuri (foto 8). Maclarea feldspatului plagioclaz se face după legea albitului (foto 9), observându-se la microscop macle de tip albit (rar periclin), precum și apariția structurii în tablă de șah (foto 10). Uneori, plagioclazul include granule de cuarț și lamele fine de muscovit, pe care le corodează parțial. O prezență permanentă este dată de participarea plagioclazului la formarea structurilor pertitice. După formă și dimensiuni, aceste pertite s-au format atât prin dezamestec (pertite film, strings), cât și prin substituție metasomatică (pete, vinișoare; foto 11 și 12). Ultimul tip predomină în majoritatea plagioclazilor din pegmatitele cercetate, ajungând până la cca 50 % plagioclazpertit, restul fiind feldspat potasic. Plagioclazul pertitic indică un conținut maxim de 12 % anortit și se introduce în feldspatul potasic după fețele *(110)* și *(010)* (Murariu și Vanghelie, 1978). Dintre transformările pe care le-a suferit plagioclazul, mai menționăm muscovitizarea și, uneori, myrmekitizarea. În pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare, Iosof și colab. (1975) descriu o turmalinizare concomitentă cu pertitizarea metasomatică, precum și un tip mixt de transformare, care se manifestă prin substituția feldspatului calco-sodic de către muscovit asociat cu cuarț.

Scanned with OKEN Scanner

În cadrul evoluției geochimice a procesului pegmatitic, plagioclazii s-au format în etapa calco-sodică, precum şi în etapa alcalină a stadiului de albitizare. Albitizarea s-a manifestat în majoritatea corpurilor pegmatitice, cu o dezvoltare inegală de la un pegmatit la altul, în condițiile unor sisteme fizico-chimice deschise, fiind favorizată şi de activitatea tectonică.

Observațiile microscopice precum şi datele de analiză chimică arată că, în pegmatitele provinciei Carpatice, feldspații plagioclazi sunt reprezentați prin albit şi subordonat oligoclaz (tabelele 24 şi 25).

Oligoclazul. Reprezintă componentul principal al pegmatitelor nezonate, având o culoare albă şi maclație polisintetică caracteristică. În pegmatitele zonate, oligoclazul, substituit frecvent de microclin, reprezintă un prim stadiu (calco-alcalin) de cristalizare, caracteristic zonelor marginale.

Albitul. Aparține în cea mai mare parte stadiului final, alcalin, al pegmatitogenezei. Se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate sau participă la alcătuirea structurilor pertitice şi uneori a structurilor grafice.

Demn de menționat este faptul că în pegmatitele cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu, munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică), mineralul principal de litiu–spodumenul–se asociază cu varietatea lamelară şi radiară de cleavelandit (0,1-10 cm), de culoare albă-strălucitoare, până la albă-gălbuie sidefie.

Compoziția chimică şi normativă precum şi formulele cristalo-chimice ale feldspaților plagioclazi confirmă că, în pegmatitele din România, aceştia au un caracter acid, fiind reprezentați prin albit (tabelul 24) şi oligoclaz (tabelul 25). Datele analitice pun în evidență conținuturi mai ridicatede SiO_2, Na_2O şi mai scăzute de Al_2O_3 şi CaO în albit, comparativ cu valorile obținute pentru oligoclaz.

În general, plagioclazii analizați se caracterizează prin prezența unor cantități mici de fier, aspect pus în evidență şi cu microsonda electronică de Stumbea (1994-1995, 1998) pentru feldspații calco-sodici din pegmatitele de la Crişeni (0,01 % Fe_{total}). Conținutul mai ridicat în fier este prezent în oligoclaz, unde valoarea Fe_2O_3 ajunge la 0,25 %. Un conținut de 0,11 % MgO în albit şi de 0,15 % MgO în oligoclaz a fost prezentat de Hann (1987) în plagioclazii din pegmatitele câmpului Tâlva, munții Țarcu-Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică). Cantitatea maximă de potasiu a plagioclazilor este prezentă în oligoclazul pegmatitelor de pe valea Hărmăneasa (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu, subprovincia pegmatitică Gilău), iar conținutul cel mai mare de sodiu în cleavelanditul pegmatitelor cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu al Munților Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). După conținutul în potasiu, albitul analizat de noi se apropie de albitul din pegmatitele de la Amelia-Virginia (Deer şi colab., 1962) şi de cel din pegmatitele districtului Pala – California (Kleck şi Foord, 1999). Valoarea sumei oxizilor alcalini este mai ridicată în albit decât în oligoclaz, dar mai scăzută decât cea determinată în feldspații potasici şi variază între 8,92 % (oligoclaz) şi 11,55 % (albit). Conținutul de sodiu al plagioclazilor

Tabelul 24

Compoziția chimică a albitului și valorile coeficienților cristalo-chimici

%	Probe analizate													
	Ab-440	**Ab-421**	**Ab-32**	**Ab-58**	**Ab-389**	**Ab-444**	**Ab-558**	**Ab-535**	**FNa-54**	**Ab-2**	**Ab-571**	**Ab-33**	**Ab-17**	**Ab-23**
SiO_2	68,28	67,88	67,15	67,31	67,45	68,51	67,81	67,87	68,76	68,30	67,85	67,78	67,30	67,37
Al_2O_3	20,47	19,90	20,90	20,43	20,22	20,47	19,97	19,92	19,69	20,08	20,57	19,95	20,41	20,27
Fe_2O_3	0,05	0,05	0,06	0,02	0,07	0,20	0,05	0,06	nd	0,00	0,15	0,00	0,03	0,02
CaO	0,85	1,14	0,82	1,17	0,92	1,00	1,12	1,13	0,08	1,91	1,00	0,65	1,18	0,98
Na_2O	10,20	10,60	10,73	10,60	11,13	9,54	10,58	10,62	11,36	9,22	9,48	10,95	10,86	11,11
K_2O	0,20	0,41	0,26	0,46	0,23	0,26	0,41	0,42	0,25	0,50	0,99	0,60	0,20	0,19
Total	100,05	99,98	99,98	99,99	100,02	99,98	99,94	100,02	100,13	100,01	100,04	99,93	99,98	99,94
Alc.	10,40	11,01	11,05	11,06	11,36	9,80	10,99	11,04	11,61	9,72	10,47	11,55	11,06	11,30
Coeficienți cristalo-chimici														
Si	2,97	2,97	2,95	2,95	2,96	2,97	2,97	2,97	2,996	2,98	2,97	2,99	2,95	2,95
Al	1,03	1,03	1,08	1,03	1,.04	1,05	1,03	1,03	1,011	1,03	1,05	1,01	1,05	1,04
Ca	0,06	0,07	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,013	0,09	0,04	0,03	0,05	0,04
Na	0,88	0,90	0,90	0,90	0,94	0,81	0,90	0,90	0,960	0,78	0,80	0,93	0,92	0,94
K	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,014	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01

nd - nedeterminat, Alc. - Na_2O+K_2O. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieș): Ab-440 - Valea Domoșei (formațiunea Preluca Nouă); Ab-421 - Valea Arșiței (formațiunea Răzoare); *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra, Murariu 1976): Ab-32 - Între Rebre, zona intermediară (Rb_3^{Sc}); Ab-58 - Între Rebre, zona marginală (Rb_3^{Sc}); Ab-389 - Între Rebre, zona intermediară (Rb_3^{Sc}); Ab-444 - Valea Caselor (Rb_2); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu (seria Baia de Arieș): Ab-558 -Valea Mică; districtul pegmatitic Someșul Rece-valea Iara (seria Someș): Ab-535 - Pârâul Ursului; FNa-54 - Crișeni (Stumbea, 1998 – analiză cu microsonda electronică); *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeș - Lotru): Ab-2 - Tâlva, Munții Țarcu - Muntele Mic (Hann, 1987); Ab-571 - Voislova, Munții Poiana Ruscă; Ab-33 - Pârâul Sărăcin, munții Lotru; Ab-17, Ab-23 - Cleavelandit, pârâul Conțu, munții Cibin (Murariu, 1995b).

Scanned with OKEN Scanner

este, în general, destul de constant atât în oligoclaz (8,0-10,26 % Na_2O) cât şi în albit (9,22-11,13 % Na_2O). Cantitatea cea mai ridicată de sodiu este însoţită de valoarea cea mai scăzură de potasiu. Acest aspect caracterizează, în special, cleavelanditul pegmatitelor albit-spodumenice. Comparativ cu aceste date de conţinut, în albitul pegmatitelor de la Dúbrava (munţii Tatra), Štefania Dávidová (1998) a deter-minat în unele probe de albit conţinuturi mai mari de sodiu (11,33-12,09 % Na_2O).

Tabelul 25

Compoziţia chimică şi valorile coeficienţilor cristalo-chimici ale oligoclazului din pegmatitele provinciei Carpatice

%	Probe analizate							
	Fp-435	**Fp-6**	**Fp-337**	**Fp-559**	**Fp-561**	**Fp-520**	**Fp-31**	**1**
SiO_2	65,17	65,03	65,24	66,51	64,72	66,53	65,16	67,52
Al_2O_3	20,98	22,35	22,91	20,63	21,50	20,61	20,99	20,84
Fe_2O_3	0,15	0,25	0,20	0,05	0,13	0,12	0,14	0,02
CaO	2,88	2,56	2,30	3,20	3,26	2,87	2,89	2,70
Na_2O	10,26	9,01	9,02	8,12	8,00	9,11	10,25	9,10
K_2O	0,66	0,70	0,28	0,80	2,40	0,69	0,67	0,20
Total	100,10	99,90	99,95	99,31	100,01	99,93	100,10	100,18
Alc.	10,92	9,71	9,30	8,92	10,40	9,80	10,92	9,30
Coeficienţi cristalo-chimici								
Si	2,89	2,86	2,86	2,93	2,88	2,93	2,90	2,95
Al	1,08	1,16	1,18	1,07	1,12	1,07	1,08	1,10
Ca	0,13	0,12	0,11	0,15	0,15	0,13	0,12	0,12
Na	0,86	0,77	0,76	0,70	0,69	0,78	0,86	0,80
K	0,01	0,04	0,02	0,05	0,13	0,04	0,02	0,01

Alc. – Na_2O+K_2O. **Localizarea probelor:** *subprovincia pegmatitică Preluca* (Seria Baia de Arieş): Fp-435 - filonul Ciungi (formaţiunea Răzoare; Murariu,1979); *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra; Murariu,1979): Fp-6 - Între Rebre, zona marginală (Rb_3^{Sc}); Fp-337 - Pascaru, zona intermediară (Rb^{Sc}_3); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu (seria Baia de Arieş): Fp-561 - valea Hărmăneasa (Murariu şi colab.,1988); Fp-559 - Valea Vinţei (pegmatite localizate în granitoidul de Vinţa; Murariu şi Vanghelie,1978); districtul pegmatitic Someşul Rece-valea Iara (seria Someş): Fp-520 - Pârâul Ursului; *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeş-Lotru): Fp-31 - pârâul Sărăcin, munţii Lotru; 1 - Tâlva, Munţii Ţarcu-Muntele Mic (Hann, 1987).

Pe baza datelor analitice s-au calculat formulele cristalo-chimice ale oligoclazului (tabelul 26) şi ale albitului (tabelul 27).

Din examinarea formulelor cristalo-chimice se remarcă, în general, valori mai ridicate ale sumei elementelor din poziţia *M* în albit comparativ cu oligoclazul. Date recente prezentate de Stumbea (1998) indică pentru feldspaţii calco-sodici din pegmatitele de la Crişeni (subprovincia pegmatitică Gilău- Muntele Mare) un exces de alcalii în poziţia M : 0,016-0,054. Toate formulele cristalo-chimice mai scot în

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 26

Formulele cristalo-chimice şi compoziţia normativă ale oligoclazului din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Formula cristalo-chimică	Compoziţia normativă
Subprovincia pegmatitică Preluca		
Fp-435	$(Na_{0,86}Ca_{0,13}K_{0,01})_{1,00}(Al_{1,08}Si_{2,89})_{3,97}O_8$	$Ab_{83,2}\ An_{13,2}\ Or_{3,6}$
Subprovincia pegmatitică Rodna		
Fp-6	$(Na_{0,77}Ca_{0,12}K_{0,04})_{0,93}(Al_{1,16}Si_{2,86})_{4,02}O_8$	$Ab_{82,8}\ An_{13,0}\ Or_{4,2}$
Fp-337	$(Na_{0,76}Ca_{0,11}K_{0,02})_{0,89}(Al_{1,18}Si_{2,86})_{4,04}O_8$	$Ab_{86,1}\ An_{12,2}\ Or_{1,7}$
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare		
Fp-559	$(Na_{0,70}Ca_{0,15}K_{0,05})_{0,90}(Al_{1,07}Si_{2,93})_{4,00}O_8$	$Ab_{77,9}\ An_{16,8}\ Or_{5,3}$
Fp-561	$(Na_{0,69}Ca_{0,15}K_{0,13})_{0,97}(Al_{1,12}Si_{2,88})_{4,00}O_8$	$Ab_{70,7}\ An_{15,6}\ Or_{13,7}$
Fp-520	$(Na_{0,78}Ca_{0,13}K_{0,04})_{0,95}(Al_{1,07}Si_{2,93})_{4,00}O_8$	$Ab_{83,3}\ An_{13,1}\ Or_{3,6}$
Subprovincia pegmatitică Getică		
Fp-31	$(Na_{0,86}Ca_{0,12}K_{0,02})_{1,00}(Al_{1,08}Si_{2,90})_{3,98}O_8$	$Ab_{83,2}\ An_{13,2}\ Or_{3,6}$
1	$(Na_{0,80}Ca_{0,12}K_{0,01})_{0,93}(Al_{1,10}Si_{2,95})_{4,05}O_8$	$Ab_{85,2}\ An_{13,7}\ Or_{1,1}$

Tabelul 27

Formulele cristalo-chimice şi compoziţia normativă ale albitului din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Formula cristalo-chimică	Compoziţia normativă
Subprovincia pegmatitică Preluca		
Ab-440	$(Na_{0,88}Ca_{0,06}K_{0,01})_{0,95}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Ab_{94,5}\ An_{4,3}\ Or_{1,2}$
Ab-421	$(Na_{0,90}Ca_{0,07}K_{0,02})_{0,99}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Ab_{92,2}\ An_{5,5}\ Or_{2,3}$
Subprovincia pegmatitică Rodna		
Ab-32	$(Na_{0,90}Ca_{0,03}K_{0,01})_{0,95}(Al_{1,08}Si_{2,95})_{4,03}O_8$	$Ab_{96,4}\ An_{2,5}\ Or_{1,1}$
Ab-58	$(Na_{0,90}Ca_{0,05}K_{0,02})_{0,97}(Al_{1,18}Si_{2,95})_{3,98}O_8$	$Ab_{91,8}\ An_{5,6}\ Or_{2,6}$
Ab-389	$(Na_{0,94}Ca_{0,04}K_{0,01})_{0,99}(Al_{1,16}Si_{2,96})_{4,00}O_8$	$Ab_{94,5}\ An_{4,3}\ Or_{1,2}$
Ab-444	$(Na_{0,81}Ca_{0,04}K_{0,02})_{0,87}(Al_{1,18}Si_{2,97})_{4,02}O_8$	$Ab_{93,1}\ An_{5,4}\ Or_{1,5}$
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare		
Ab-558	$(Na_{0,90}Ca_{0,05}K_{0,02})_{0,97}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Ab_{92,3}\ An_{5,4}\ Or_{2,3}$
Ab-535	$(Na_{0,90}Ca_{0,07}K_{0,02})_{0,99}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Ab_{92,2}\ An_{5,5}\ Or_{2,3}$
FNa-54	$(Na_{0,960}Ca_{0,013}K_{0,014})_{0,987}(Al_{1,011}Si_{2,996})_{4,007}O_8$	$Ab_{98,2}\ An_{0,4}\ Or_{1,4}$
Subprovincia pegmatitică Getică		
Ab-2	$(Na_{0,78}Ca_{0,09}K_{0,03})_{0,90}(Al_{1,03}Si_{2,98})_{4,01}O_8$	$Ab_{87,1}\ An_{9,8}\ Or_{3,1}$
Ab-54	$(Na_{0,80}Ca_{0,04}K_{0,05})_{0,89}(Al_{1,05}Si_{2,97})_{4,02}O_8$	$Ab_{88,7}\ An_{5,2}\ Or_{6,1}$
Ab-33	$(Na_{0,93}Ca_{0,03}K_{0,03})_{0,99}(Al_{1,01}Si_{2,99})_{4,00}O_8$	$Ab_{94,4}\ An_{4,5}\ Or_{1,1}$
Ab-17	$(Na_{0,92}Ca_{0,05}K_{0,01})_{0,98}(Al_{1,05}Si_{2,95})_{4,00}O_8$	$Ab_{93,3}\ An_{5,6}\ Or_{1,1}$
Ab-23	$(Na_{0,94}Ca_{0,04}K_{0,01})_{0,99}(Al_{1,04}Si_{2,95})_{3,99}O_8$	$Ab_{93,7}\ An_{3,0}\ Or_{3,3}$

Scanned with OKEN Scanner

evidență faptul că feldspații plagioclazi analizați se caracterizează printr-un deficit mic de siliciu și exces de aluminiu. Acest aspect este în deplină concordanță cu datele prezentate în literatură (Deer și colab., 1962), după care feldspații plagioclazi din pegmatite prezintă un deficit de siliciu. În ceea ce privește excesul de aluminiu, se constată că, alături de posibilitatea substituției siliciului cu aluminiul, un rol îl poate avea și prezența lamelelor fine de muscovit din masa feldspaților plagioclazi.

Mărimea valorilor Na și Ca din formulele cristalo-chimice au servit la construcția diagramei din figura 45, în care este scoasă în evidență deosebirea în compoziție a feldspaților plagioclazi din pegmatitele cercetate. În acest caz, probele analizate se situează în câmpurile caracteristice oligoclazului și albitului.

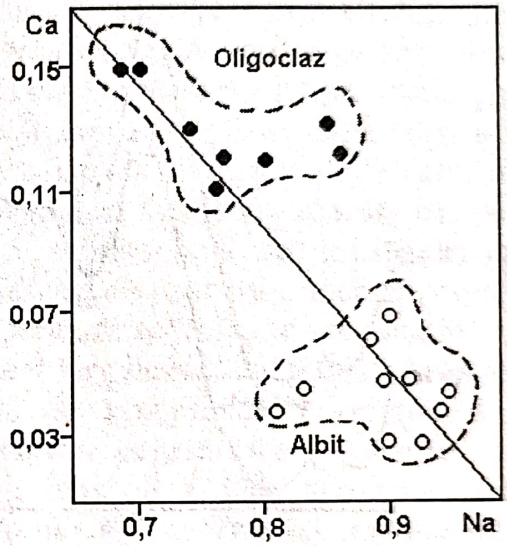


Fig.45. Variația compoziției feldspaților plagioclazi din pegmatitele provinciei Carpatice în diagrama Na:Ca (ufc).

Proiecția unor probe de feldspați alcalini pe diagrama Si:M (ufc) pune în evidență o abatere ușoară de la compoziția ideală (Si=3; M=1) determinată de manifestarea substituțiilor de tip plagioclazic (vectorul *1*) și de posibilele îmbogățiri în unele elemente ușoare (vectorul *2*) în poziția *M* la valori constante Al, Si (fig.46)

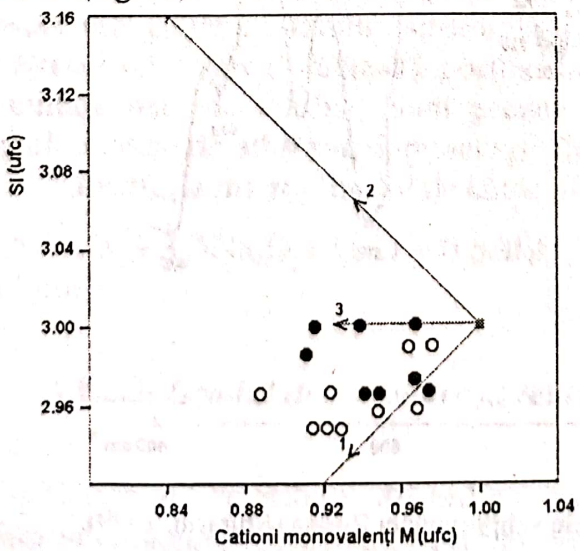


Fig. 46. Diagrama Si:M (ufc) pentru microclinul și albitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Conținutul de anortit este destul de constant în albit și ajunge până la 16,8 % în oligoclazul din pegmatitele de pe Valea Mică, localizate în granitoidul de Vința (subprovincia pegmatitică Gilău). Un plagioclaz mai bazic, cu conținuturi de anortit de până la 25 % a fost descris de Constantinescu (1972) în pegmatitele munților Sebeș (subprovincia pegmatitică Getică). Compoziția normativă a feldspaților plagioclazi mai arată că, în albit, valoarea componentului albit nu prezintă variații importante de la un câmp pegmatitic la altul, iar în oligoclaz se evidențiază o oscilație mai largă a procentului de ortoclaz.

Spectrele IR ale plagioclazilor confirmă și pe această cale prezența în pegmatitele din țara noastră a albitului (410, 458, 530, 590, 723, 742, 786 cm^{-1}) și oligoclazului (430, 470, 540, 645, 725, 738, 1010 cm^{-1}) (fig. 47).

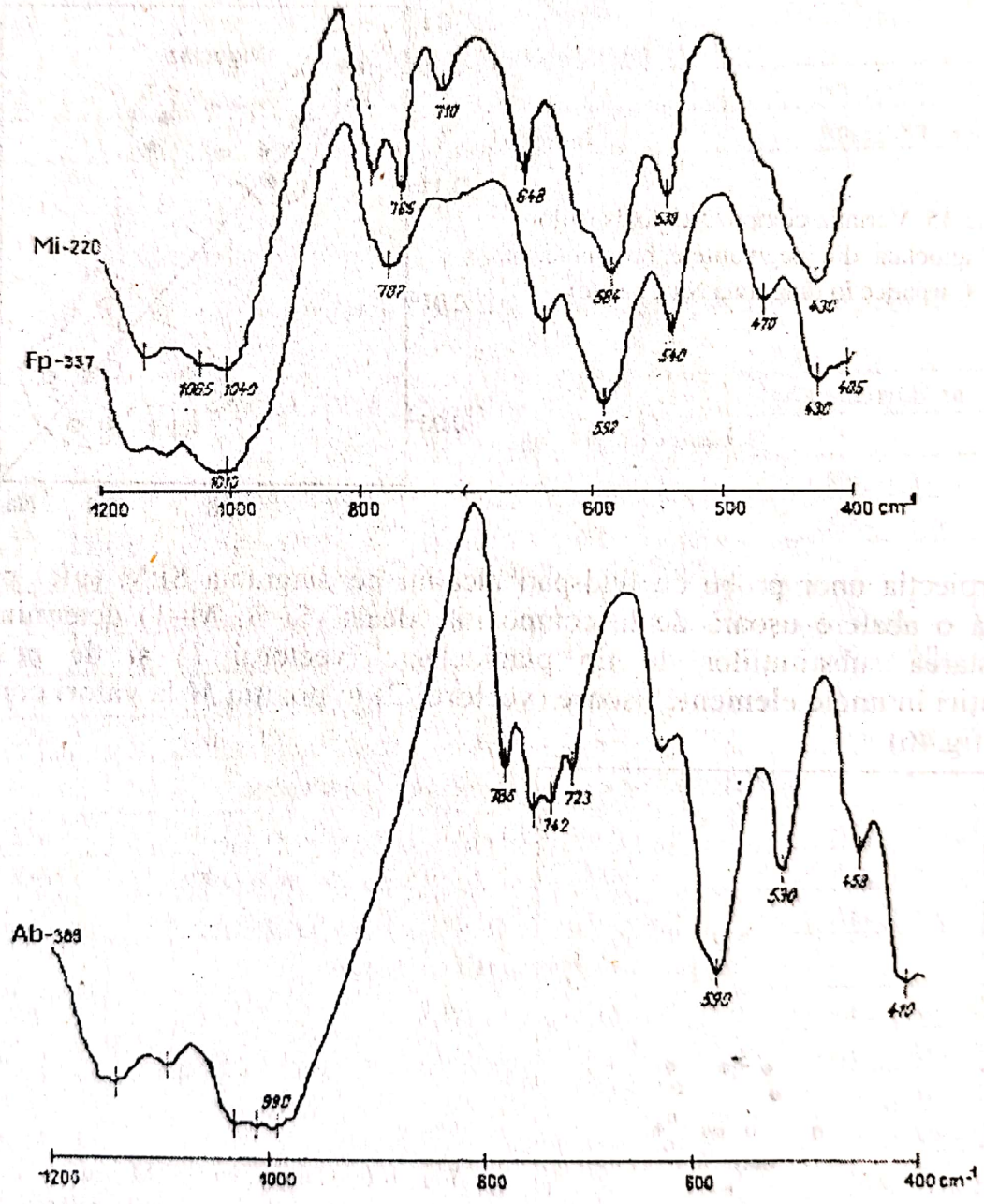


Fig.47. Spectre IR de feldspați din pegmatitele subprovinciei Rodna (Murariu, 1979).

3.1.2.2. *Feldspații potasici*

În constituția pegmatitelor din România, feldspații potasici participă într-un procent ridicat, iar compoziția lor variază de la un tip de pegmatit la altul sau în funcție de structura internă a corpurilor pegmatitice. Feldspații alcalini sunt reprezentați prin ortoclaz, microclin și microclinpertit. Feldspatul potasic reprezintă un al doilea stadiu evolutiv, alcalin al pegmatitogenezei, în care rolul apei a fost subordonat. Feldspații potasici apar ca forme distincte sau cu treceri gradate între ele, puse în evidență optic (*2V*) (Lidia Mânzăraru-Jude, 1968; Murariu, 1979; Gridan, 1981) sau röentgenografic (Murariu, 1979; Murariu și Vanghelie, 1981; Murariu și colab., 1987; Stumbea, 1994-1995, 1998).

Ortoclazul. Este subordonat microclinului și microclinpertitului, prezintă habitus prismatic și o culoare albă, rareori roză. A fost determinat pe cale optică de Lidia Mânzăraru-Jude (1968) în pegmatitele de la Răzoare, subprovincia pegmatitică Preluca (2V=44-78°) și de Murariu și Vanghelie (1981) în unele pegmatite ale subprovinciilor pegmatitice Getică (Armeniș, munții Semenic; Cataracte, munții Lotru) și Gilău (Valea Mică, districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu), pe cale röentgenografică. Albitizarea metasomatică supra-solvus se constituie într-un argument în favoarea unei temperaturi mai ridicate de formare a acestor pegmatite.

Microclinul. Feldspatul alcalin de temperatură scăzută, se prezintă în cristale hipidiomorfe, cu dimensiuni variabile, frecvent larg dezvoltate, până la aspectul de *bloc*. Unele blocuri de microclin au zeci de kilograme în greutate și sunt caracteristice zonelor intermediare ale corpurilor pegmatitice (Teregova, munții Semenic; Cataracte, munții Lotru; Crișeni, masivul Gilău; Scărișoara, munții Rodna etc.). Culoarea microclinului este cenușie, uneori albă, cu nuanțe slab gălbui. Clivajul este distinct după (*001*) și (*010*). În majoritatea secțiunilor studiate, microclinul prezintă macla caracteristică în grătar (foto 13, 14). Cristalele de microclin sunt biax negative cu unghiurile 2V cuprinse între 76 și 88°. După Constantinescu și colab. (1976), maclarea microclinului după legea albitului și periclinului apare mai rar în pegmatitele cristalinului de Gilău și, împreună cu peritizarea ortoclazului evidențiază aspecte diferite: uneori albitizarea se produce dinspre marginile cristalului, spre interior, modificarea îmbrăcând un aspect zonar, iar alteori albitizarea afectează porțiuni mai mari, cu formarea unor plaje albitice, delimitate net sau confuz. Sunt prezente și substituții cu structură *schachbrett*, granule izolate de albit sau depuneri pe fisuri.

Substituția microclinului de către oligoclaz are loc conform reacției:

$$4KAlSi_3O_8 + 1{,}5Na_2O + CaO + 0{,}5Al_2O_3 = CaAl_2Si_2O_8 \cdot 3NaAlSi_3O_8 + SiO_2 + 2K_2O$$
$$(711\ cm^3) \qquad (674\ cm^3) \qquad (37\ cm^3)$$

3.1.2.3. *Gradul de ordonare al feldspaților*

Conceptul de ordine - dezordine sau al gradului de triclinicitate în feldspați se referă la caracterul distribuției cantitative a aluminiului și siliciului în pozițiile de

coordonare tetraedrică. Acest aspect a fost sugerat de Barth (1951) şi aprofundat ulterior, pe baza unor studii teoretice şi a determinărilor experimentale, de numeroşi cercetători: Laves (1952); Goldsmith şi Laves (1954); Kamenţev (1958); Orville (1963, 1967); Wrigth (1968); Ribbe (1983); Kroll (1983); Blassi şi colab.(1994); Kroll şi Ribbe (1983, 1987); Smith şi Brown (1988); Brown şi Parsons (1989) etc.

Distribuţia întâmplătoare a aluminiului şi siliciului în structura feldspaţilor alcalini de temperatură ridicată (monoclinici) determină o dezordine totală, unde aproximativ 25 % din cantitatea de aluminiu va fi conţinută în fiecare din cele patru tipuri de tetraedri: $T_{1(o)}$, $T_{2(o)}$, $T_{1(m)}$, $T_{2(m)}$. Dezordinea totală este caracteristică fedspaţilor alcalini de temperatură ridicată: sanidină (*HS*) şi albit de temperatură ridicată (monalbit). O dată cu scăderea temperaturii, are loc trecerea spre ordonare perfectă cu conţinuturi care ajung până la 100 % de aluminiu în poziţia $T_{1(o)}$, caracteristice feldspaţilor triclinici: microclin (*LM*) şi albit (*LA*). Trecerea de la *HS* (1000^{0}C) la *LM* (<450^{0}C) se face prin intermediul sanidinei de temperatură scăzută *LS* (>550^{0}C) şi a microclinului intermediar *IM* (>450^{0}C). Albitul ordonat *LA* (<660^{0}C) se modifică o dată cu creşterea temperaturii în : albit intermediar *IA* → albit dezordonat de temperatură ridicată *HA* (>780^{0}C) → monalbit (980^{0}C). Aceste aspecte sunt redate sugestiv în diagrama din figura 48 (Brown şi Parsons, 1989) în care curba *ABC* marchează reducerea simetriei feldspaţilor alcalini.

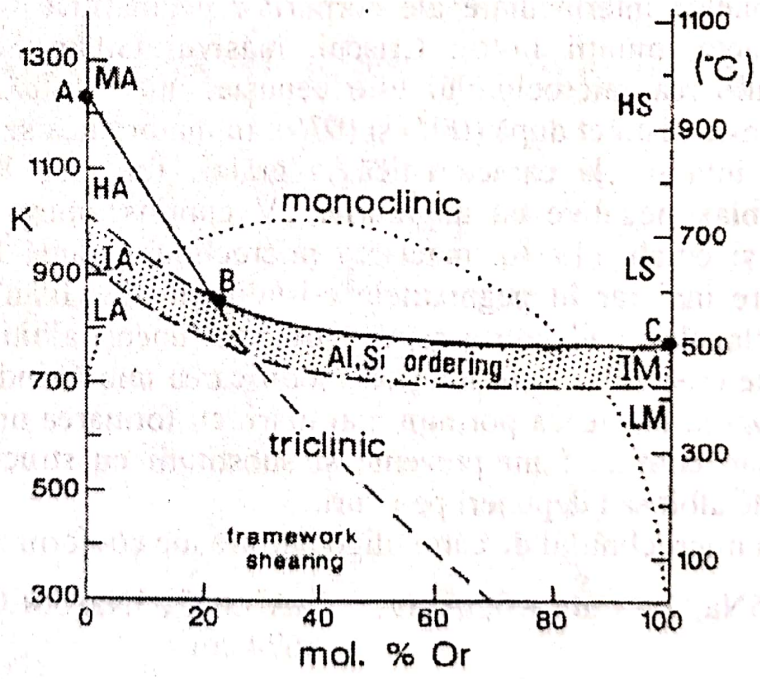


Fig. 48. Evoluţia gradului de ordonare pentru feldspaţii alcalini (Brown şi Parsons, 1989).

Gradul de ocupare de către aluminiu a poziţiilor tetraedrice în structura feldspaţilor se determină pe baza modificării legăturilor Al – O şi Si – O (<T – O>), care sunt evidenţiate sugestiv prin analiza cu raze X.

Scanned with OKEN Scanner

Caracterizarea gradului de ordine – dezordine pentru feldspaţi alcalini din pegmatitele provinciei Carpatice a fost realizată cu ajutorul mai multor metode.

Ordonarea optică. Dintre proprietăţile optice, unghiul axelor optice (2*V*) poate fi utilizat în aprecierea gradului de ordonare a feldspaţilor alcalini şi a regimului de temperatură din timpul formării rocilor. Relaţia direct proporţională a gradului de ordonare a siliciului şi aluminiului în poziţiile de coordonare tetraedrică a feldspaţilor cu mărimea unghiului (2*V*) şi cu extincţia a fost de mult recunoscută şi utilizată (Goldsmith şi Laves, 1954; MacKenzie, 1954; Smith, 1961; Lidia Mânzăraru-Jude, 1968 etc.). După mărimea unghiului (2*V*), feldspaţii alcalini din pegmatitele subprovinciilor Preluca, Rodna şi Gilău - Muntele Mare, aparţin formelor structurale ordonate în seriile de temperatură joasă: ortoză - albit şi microclin - albit (Lidia Mânzăraru-Jude, 1968). Din examinarea diagramelor prezentate de autoarea menţionată, rezultă că, în pegmatitele cercetate, microclinul predomină cu mult asupra ortozei (fig.49).

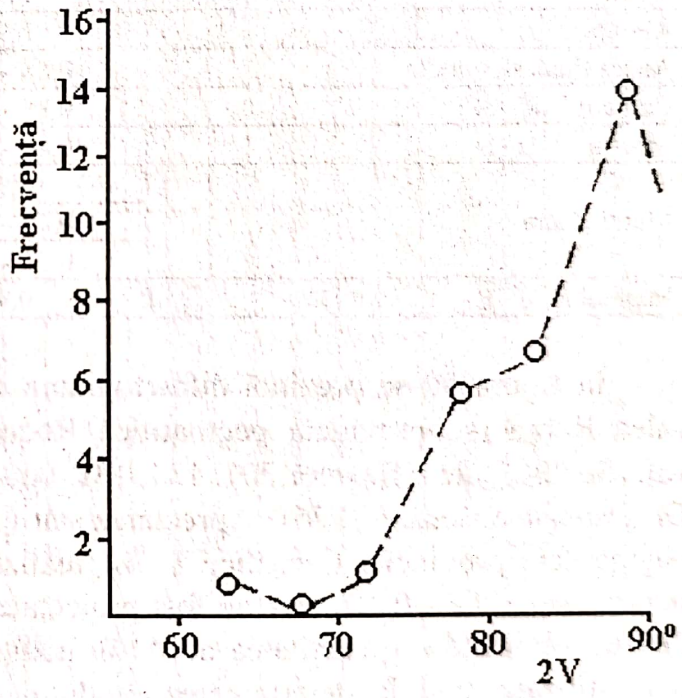


Fig. 49. Frecvenţa valorilor (2*V*) pentru feldspaţii din pegmatitele subprovinciei Rodna.

De asemenea, concentrarea valorilor spre partea superioară a diagramelor în intervalul (2*V*) = 84 – 88^0 subliniază predominarea microclinului cu cel mai înalt grad de ordonare caracteristic temperaturilor scăzute (*LM*). În acelaşi timp, proiecţia acestor valori pe linia de stabilitate a microclinului în diagrama Laves şi Wishanathan (1967) confirmă existenţa unor triclinicităţi caracteristice feldspaţilor potasici de tipul microclinului maxim (*MM*) şi intermediar (*IM*) (Murariu, 1979).

Metode röentgenografice. Cea mai utilizată metodă de studiu a feldspaţilor alcalini pentru aprecierea gradului de ordonare este difracţia RX pe pulberi, care permite identificarea cu precizie a parametrilor celulei elementare.

Scanned with OKEN Scanner

Metoda Goldsmith şi Laves (1954). Are la bază formula $\Delta=12,5(d_{131} - d_{131})$ după care feldspaţii cu $\Delta=1$ se consideră perfect ordonaţi (simetrie triclinică) iar feldspatul cu $\Delta=0$ este polimorful cel mai dezordonat (simetrie monoclinică). Determinarea, cu formula respectivă, a gradului de ordonare a feldspaţilor potasici din pegmatitele provinciei Carpatice arată valori caracteristice microclinului intermediar şi maxim (Δ= 0,62 - 0,98), asemănătoare cu cele prezentate în literatura de specialitate pentru microclinul diferitelor ocurenţe pegmatitice din străinătate (tabelul 28).

Tabelul 28

Gradul de ordonare a microclinului din pegmatite

Localizare	Δ= 12,5 ($d_{131} - d_{131}$)	Autori
Provincia pegmatitică Carpatică		
– subprovincia Preluca	0,96	Murariu (1979)
– subprovincia Rodna	1,00	Murariu şi Vanghelie (1981)
– subprovincia Gilău - Muntele Mare	0,62 – 0,98	Stumbea (1998)
– subprovincia Getică	0,62 – 0,98	Murariu şi Vanghelie (1987)
Volînia	0,98	Lazarenko (1960)
Karelia	0,98	Marfunin şi Râkova (1960)
Andra Pradesh – India	0,88 – 0,97	Babu (1969)
Carpaţii Mici	0,85 – 1,00	Štefania Dávidová (1970)
Siberia	0,80 – 0,98	Boruţkaia şi Filippova (1976)
Munţii Tatra	0,97	Alexandra Gaweda (1998)
	0,74 – 0,90	Kozovski şi colab. (1998)
	0,78 – 0,98	Štefania Dávidová (1998)
Manitoba	0,98	Černý şi Lenton (1995)

În figura 50 se prezintă difractograma microclinului din pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) cu ajutorul căreia s-au calculat valorile $2\theta_{Cu\alpha}$ ale reflexelor 201, 131, 131, 060, 204.

Diagramele Sosedko (1976). Aprecierea stării structurale a feldspaţilor potasici din pegmatitele provinciei Carpatice a fost realizată şi cu ajutorul valorilor obţinute pentru $2\theta_{Cu\alpha}$(204 - 060), care au fost proiectate în diagrama prezentată de Sosedko (1976), obţinându-se cantitatea de Al în poziţia $T_{1(0)}$ (fig. 51; tabelul 29), care a fost utilizată apoi la determinarea gradului de ordonare (fig. 52). Examinarea diagramelor respective arată că, după conţinutul de Al în poziţia $T_{1(0)}$, feldspaţii potasici analizaţi se situează în domeniul ortoclazului (*II*) şi în domeniul microclinului (*III*), având valori pentru Δ cuprinse între 20 şi 98 %. Demn de menţionat este faptul că în pegmatitele din munţii Lotru (subprovincia pegmatitică Getică), ortoza predomină în pegmatitele localizate în metamorfitele zonei cu sillimanit, iar microclinul este mai abundent în pegmatitele situate în metamorfitele zonei cu staurolit şi disten (Murariu şi Vanghelie, 1987).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 29

Caracterele structurale ale feldspaților potasici din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Localizarea		Gradul de ordonare		Al $T_{1(o)}$		Al $T_{1(m)}$	Al $T_{2(m)}$	$2\theta_{Cu}$ (204-606)
			Laves	Sosedko	Laves	Sosedko			
Microclin maxim	Valea Pleşei		0,96	98	0,956	94	0,019	0,012	8,72
Ortoză	Răzoare		-	20	-	36	-		9,06
Microclin maxim	Scărişoara		1,00	98	0,960	94	0,020	0,010	8,72
Ortoză	Valea Rebra		-	46	-	55	-	-	8,85
Microclin maxim	Valea Iara		-	98	-	94	-	-	8,92
Microclin intermediar	Crişeni		-	62	-	64			8,79
Microclin maxim	Valea Şoimului		0,98	98	0,958	94	0,021	0,010	8,72
	Valea Mică		-	20	-	36	-	-	9,06
Microclin maxim	Crişeni*	F – 17	0,97	-	-	-	-	-	-
		F – 18	0,97	-	-	-	-	-	-
		F – 19	0,95	-	-	-	-	-	-
		F – 20	0,96	-	-	-	-	-	-
	Armeniş		-	46	-	55	-	-	8,84
Microclin intermediar	Voislova		-	70	-	70	-	-	8,77
Munţii Lotru									
- zona cu sillimanit									
Ortoză	Cataracte		-	31	-	43	-	-	8,92
	Mănileasa		-	20	-	36	-	-	8,98
Microclin intermediar			-	62	-	64	-	-	8,79
Zona cu staurolit + disten									
Microclin maxim	Valea Balu		0,90	90	0,950	89	0,028	0,011	8,74
	Valea Goaţa		0,98	98	0,958	98	0,021	0,010	8,72

- nedeterminat ; * Stumbea (1998).

Al $T_{1(o)} = (1 + \Delta z + 2\Delta ra) / 4$; Al $T_{1(m)} = 1 + \Delta z - 2\Delta ra$; Al $T_{2(o)} = T_{2(m)} (1 - \Delta z) / 4$; $\Delta z = 1.47 (9.38 - \delta 2\theta_{(204-606)})$; $\Delta ra = 1.264\ \delta 2\theta_{(131-131)}$.

Scanned with OKEN Scanner

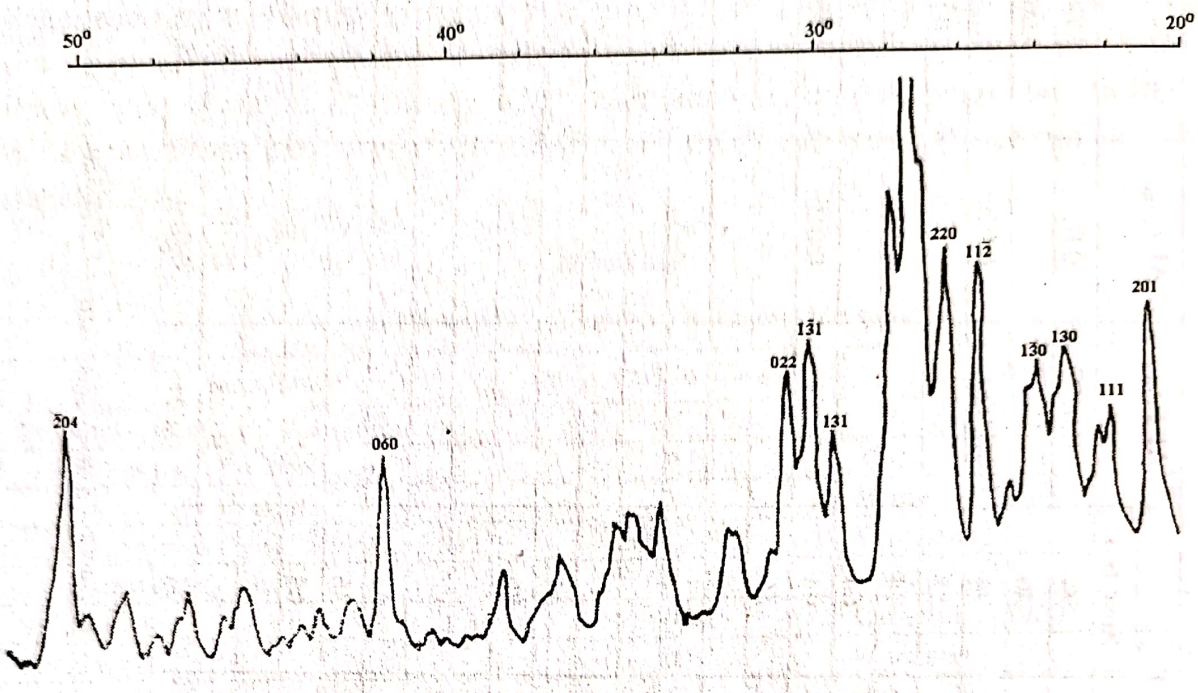


Fig. 50. Difractograma microclinului din pegmatitele de pe valea Rebra ($2\theta_{Cu\alpha}$ = 20-50^0).

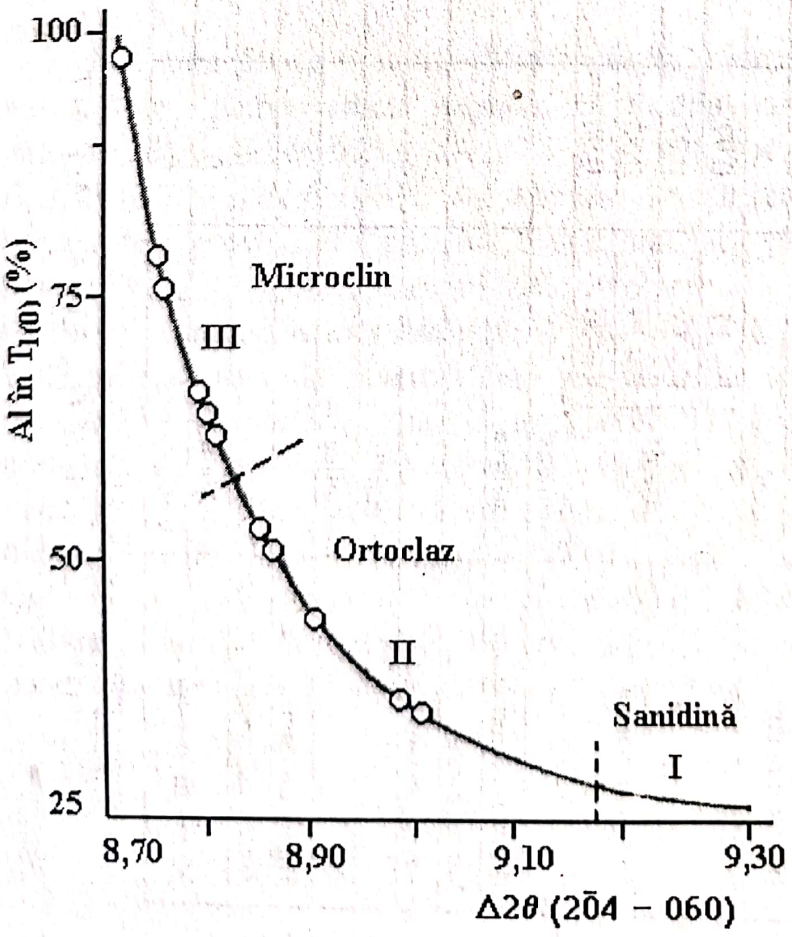


Fig. 51. Diagrama Al în $T_{1(0)}$ / $2\theta_{\alpha\ Cu}$ (204 - 060) pentru feldspaţii potasici din pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

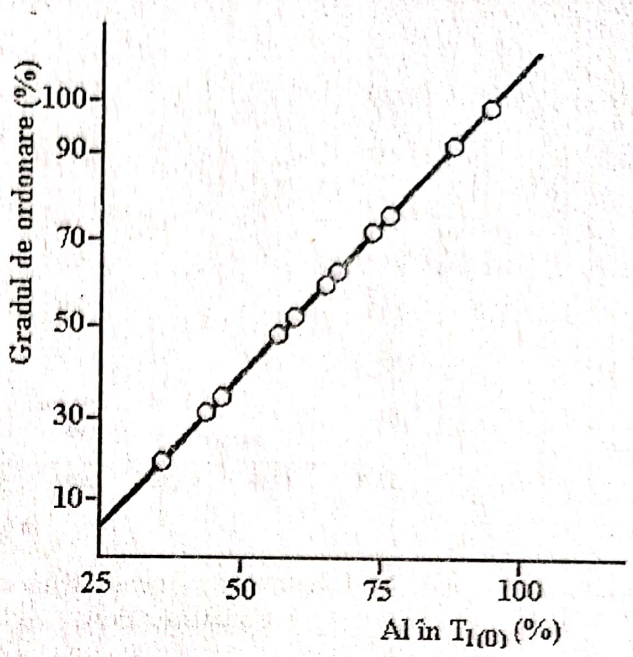


Fig. 52. Gradul de ordonare al feldspaților potasici din pegmatitele provinciei Carpatice în funcție de cantitatea de Al în $T_{1(0)}$.

Dimensiunile unității celulare c (Å) *și b* (Å). Parametrii celulei elementare *c* și *b* sunt dependenți de distribuția aluminiului și siliciului, aspect evidențiat de valorile obținute de noi care confirmă prezența microclinului maxim (*MM*) și a microclinului intermediar (*IM*) în pegmatitele provinciei Carpatice (tabelul 30; fig.53 și 54).

Tabelul 30

Valorile parametrilor *a, b* și *c* pentru microclinul din pegmatitele provincei Carpatice

Proba	Parametrii		
	a (Å)	*b* ((Å)	*c* (Å)
Valea Rebra (SPR)	8,57	12,98	7,22
Valea Arșiței (SPP)	5,58	12,99	7,20
Cataracte (SPG)	8,57	12,95	7,20
Crișeni (SPG-MM)	8,57	12,94	7,21
Date comparative:			
Dubrova – Munții Tatra*	8,576	12,96	7,215
	8,574	12,97	7,216
	8,572	12,958	7,214
Cristalinul Buziaș**	5,57	12,97	7,21
Microclin intermediar (Fișe IMA)***	8,56	12,97	7,21
Microclin maxim (Fișe IMA)***	8,58	12,96	7,22

* Štefania Dávidová (1998); ** Iancu (2000); *** Bayliss și colab.(1993).

Diagrama $2\theta_{Cu\alpha}(204)$: $2\theta_{Cu\alpha}(060)$. Mărimea valorilor $2\theta_{Cu\alpha}(240)$ și $2\theta_{Cu\alpha}(060)$ obținute cu ajutorul difractogramelor (fig.50) proiectate în diagrama din figura 55 situează probele analizate în domeniul microclinului maxim (*MM*) și al microclinului intermediar (*IM*).

Scanned with OKEN Scanner

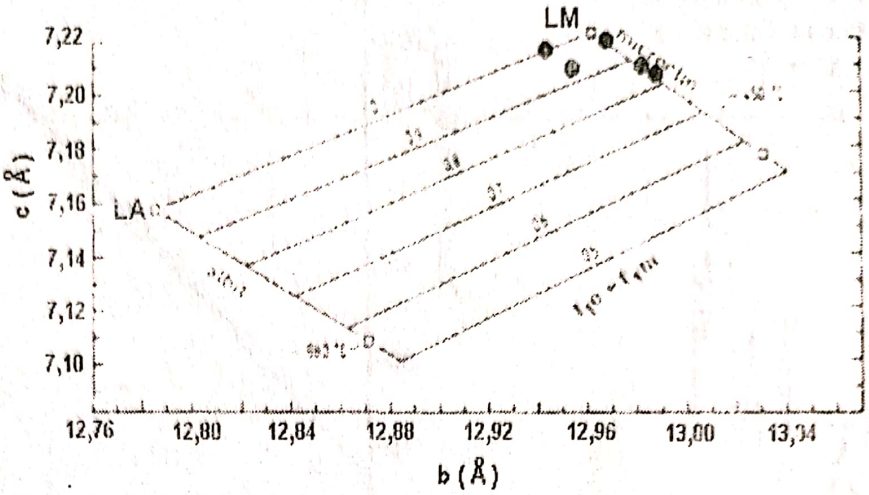


Fig. 53. Diagrama *c : b* pentru microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice (după Kroll şi Ribbe..1987).

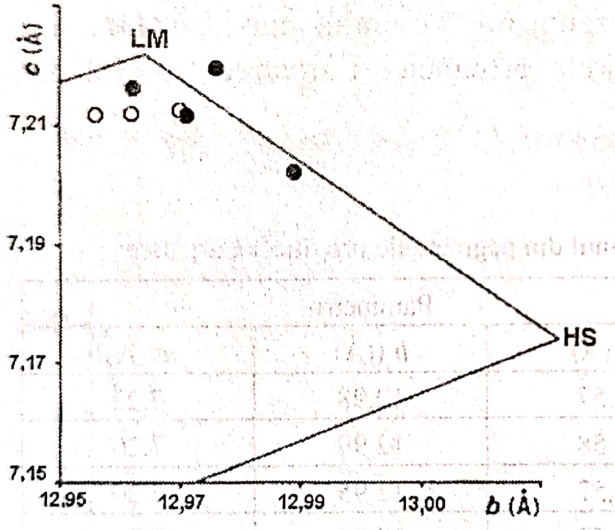


Fig. 54. Diagrama *c : b* pentru microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice (●); (○) = microclin din pegmatitele de la Dubrova.

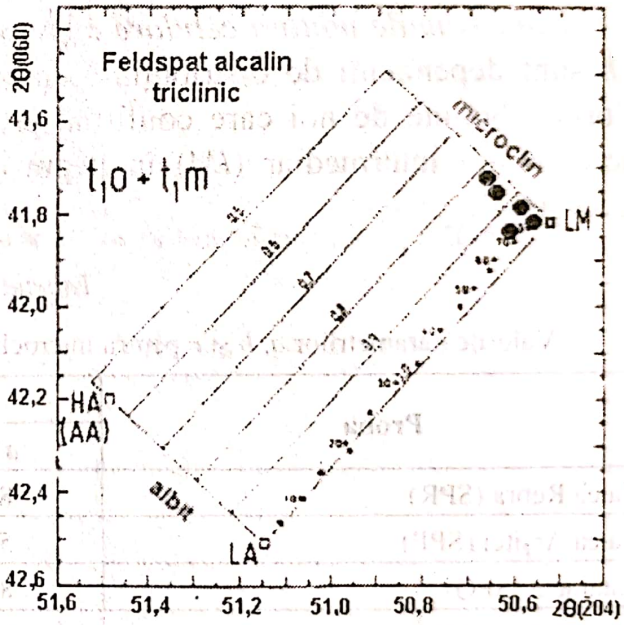


Fig. 55. Diagrama $2\theta_{Cu\alpha}(204)$: $2\theta_{Cu\alpha}(060)$ pentru microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice (după Kroll şi Ribbe. 1987).

Pentru evaluarea gradului de ordonare a plagioclazilor din pegmatitele provinciei Carpatice s-a utilizat diagrama prezentată de Kroll (1983), în care starea structurală este exprimată de la 0 la 1. Conţinutul în *An* precum şi valorile $2\theta_{Cu\alpha}(131)$: $2\theta_{Cu\alpha}(131)$ ale feldspaţilor plagioclazi din pegmatitele provinciei Carpatice, proiectate în diagrama din figura 56 , situează probele analizate între curbele care arată indici de ordonare cuprinşi între 0,7 şi 1 pentru albit şi între 0,4 şi 0,7 pentru oligoclaz. Acest aspect scoate în evidenţă faptul că plagioclazii din pegmatitele provinciei Carpatice posedă un grad intermediar şi ridicat de ordonare. Rezultate asemănătoare pot fi obţinute şi cu ajutorul diagramei Slemmons (1962).

Scanned with OKEN Scanner

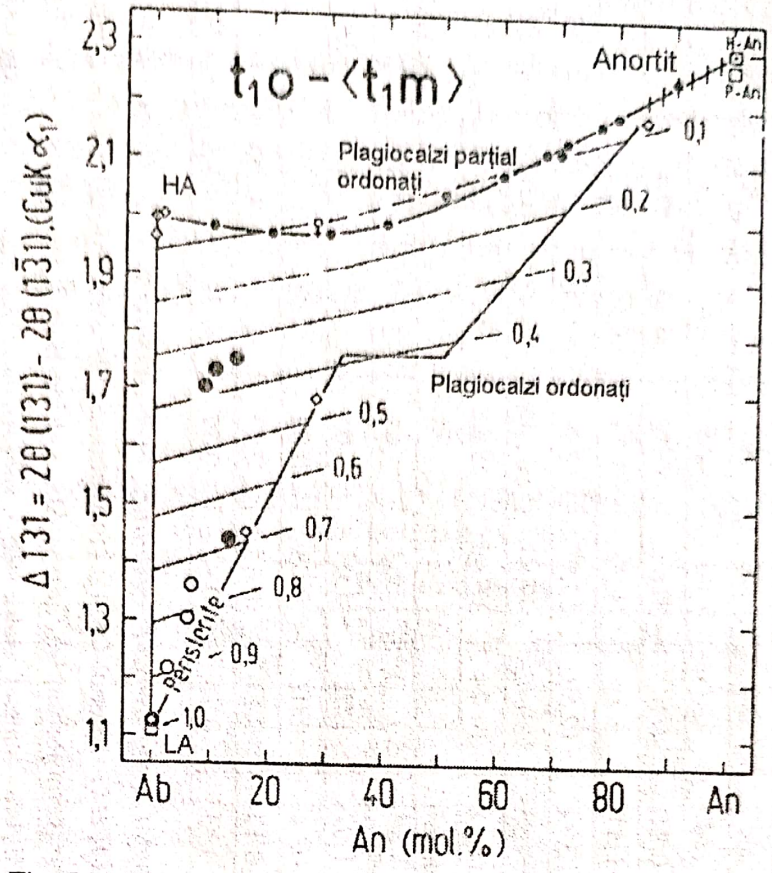


Fig. 56. Diagrama de apreciere a gradului de ordonare a albitului (○) și a oligoclazului (●) din pegmatitele provinciei Carpatice.

Gradul de ordonare al feldspaților se reflectă și în spectrele IR ale acestor minerale (fig.47). În acest sens este cunoscut faptul că feldspații potasici cu grad ridicat de ordonare prezintă benzi de absorbție caracteristice în domeniul 639–648 cm^{-1} (Zussman, 1969), iar proiecția lungimii de undă a benzilor caracteristice plagioclazilor pe diagrama Hafner – Laves (1957) confirmă prezența în pegmatitele provinciei Carpatice a plagioclazilor cu grad intermediar și ridicat de ordonare.

Pentru caracterizarea geochimică a feldspaților alcalini au fost analizate opt probe de microclin și șase probe de microclinpertite din principalele ocurențe prezente în cele patru subprovincii pegmatitice (tabelele 31 și 32). La acestea se adaugă și două analize de microclinpertit din pegmatitele sectoarelor Tâlva și Măgura (munții Țarcu-Muntele Mic) prezentate de Hann (1987), precum și o analiză de feldspat potasic din pegmatitele cristalinului de Gilău efectuată cu ajutorul microsondei electronice de Stumbea (1998).

Aspectul chimic principal care caracterizează feldspații alcalini analizați îl constituie conținutul acestora în oxizi alcalini. În acest sens, datele analitice indică conținuturi mai ridicate de potasiu în microclin (tabelul 31) și de sodiu în microclinpertite (tabelul 32). Suma oxizilor alcalini prezintă însă valori destul de apropiate pentru toți feldspații alcalini analizați. Conținutul de potasiu al microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice este în deplină concordanță cu valorile prezentate de Taylor și Heier (1958), Borovik-Romanova și colab.(1958), Manuilova și colab. (1966), Glebov (1971), Alexandra Gaweda (1993), Černý și

Tabelul 31

Compoziția chimică și valorile coeficienților cristalo-chimici ale microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice

%	Mi-397	1453(4)	Mi-1	Mi-174	Mi-324	Mi-387	Mi-446	Mi-471	Mi-483	Mi-555	Mi-535	FC-42	Mi-45	1040
SiO_2	64,88	64,41	64,53	65,72	64,24	65,24	65,94	64,23	65,49	64,47	65,90	64,25	64,81	64,97
Al_2O_3	19,91	19,20	19,49	18,23	19,48	18,53	19,23	19,71	19,13	18,98	18,74	19,75	19,11	19,65
Fe_2O_3	0,08	0,05	0,17	0,06	0,17	0,07	0,05	0,12	0,14	0,06	0,11	0,13	0,05	-
MgO	0,00	0,00	0,02	sld	sld	0,00	sld	sld	sld	sld	sld	-	sld	-
MnO	0,00	0,00	0,03	sld	sld	0,00	sld	sld	sld	sld	sld	-	sld	-
CaO	0,36	1,12	0,46	0,50	0,46	0,71	0,64	0,81	0,51	0,65	0,42	0,84	0,42	-
Na_2O	1,70	1,72	1,98	1,82	1,98	1,43	1,80	1,47	2,21	1,72	1,73	1,46	2,38	1,90
K_2O	13,05	13,90	13,26	13,70	13,27	13,90	12,36	12,71	12,53	13,93	13,28	12,70	13,25	12,60
Total	99,98	100,40	100,04	100,03	99,60	99,92	100,02	99,25	100,01	99,81	100,18	99,13	100,21	99,12
Alc	14,75	14,62	15,24	14,52	14,25	15,33	14,16	14,18	14,74	15,65	15,01	14,16	15,63	14,50
Coeficienții cristalo-chimici														
Si	3,00	2,95	2,99	3,00	2,97	3,00	2,98	2,95	2,98	2,97	2,97	2,95	2,97	2,98
Al	1,00	1,03	1,01	0,99	1,04	1,00	1,02	1,07	1,02	1,03	1,03	1,07	1,03	1,06
Ca	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	1,01	-
Na	0,15	0,22	0,15	0,16	0,17	0,12	0,15	0,13	0,13	0,15	0,17	0,13	0,20	0,16
K	0,76	0,81	0,77	0,81	0,77	0,81	0,71	0,75	0,73	0,82	0,77	0,74	0,77	0,75

- nedeterminat; sld - sub limita de detecție. Alc - Na_2O+K_2O. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieș): Mi-397 - Valea Pleșii (formațiunea Valea Cavnicului; Murariu și Maria Dumitrescu, 1976), 1453(4) - filonul Ciungi (formațiunea Răzoare; Pomârleanu și colab., 1974) Mi-1 - Dealul Paltinul (formațiunea Măgureni): *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra; Murariu și Alexandrina Barbu, 1974; Murariu, 1979): Mi-174 - valea Scărișoara (Rb_3^{Sc}), Mi-324 - Pascaru (Rb_3^{Sc}), Mi-387 - Făget (Rb_3^{Cd}); Mi-446 - Valea Caselor (Rb_2); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele* Mare: Mi-471 - Crișeni; Mi-438 - valea Iara, Mi-535 - Pârâul Ursului, Mi-555 - Valea Vinței (Murariu și colab., 1988), FC-42 - dealul Corabia (Stumbea, 1998); *subprovincia pegmatitică Getică*: Mi-45 - pârâul Conțu, munții Cibin (Murariu, 1995b), 1040 - pârâul Conțu, munții Cibin (Movileanu Aurelia și Pomârleanu, 1972).

Scanned with OKEN Scanner

Lenton (1995), Anderson şi colab.(1998) şi destul de apropiat de cel care caracterizează, după Solodov (1971), microclinul din pegmatitele micafere (13 % K_2O). Valoarea cea mai ridicată în K_2O a fost determinată de Stumbea (1998) într-o probă de feldspat potasic din pegmatitele de la Crişeni: 15,71 %. Toate valorile sunt însă mai scăzute decât conţinutul de 16,94 % K_2O determinat de Štefania Dávidová (1998) în microclinul din pegmatitele de la Dubravá (munţii Tatra).

Tabelul 32

Compoziţia chimică şi valorile coeficienţilor cristalo-chimici ale microclinpertitului din pegmatitele provinciei Carpatice

%	Probe analizate							
	Mp-467	**Mp-334**	**Mp-556**	**Mp-537**	**Mp-1**	**Mp-3**	**Mp-12**	**Mp-51**
SiO_2	64,80	65,98	64,87	63,81	62,74	63,40	65,68	65,96
Al_2O_3	19,12	19,30	19,21	19,03	18,90	19,30	18,81	19,31
Fe_2O_3	0,05	0,05	0,04	0,05	-	0,05	0,06	0,05
MgO	-	0,00	-	-	0,94	0,32	-	-
MnO	0,04	-	0,02	0,02	0,009	-	0,02	0,02
CaO	0,42	0,44	0,49	0,45	1,04	0,59	0,21	0,45
Na_2O	2,38	5,03	3,41	3,93	2,90	2,40	3,43	5,02
K_2O	13,27	9,41	12,11	11,89	12,50	12,65	11,74	9,40
Total	100,08	100,21	100,15	100,18	99,24	98,71	99,95	100,21
Alc.	15,65	14,44	15,52	14,84	15,40	15,05	15,17	14,42
Coeficienţii cristalo-chimici								
Si	2,97	2,98	2,96	2,95	2,94	2,95	2,98	2,97
Al	1,03	1,02	1,03	1,04	1,04	1,05	1,00	1,03
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02
Na	0,21	0,44	0,30	0,34	0,26	0,21	0,30	0,44
K	0,77	0,54	0,70	0,69	0,75	0,75	0,67	0,54

Alc.–(Na_2O+K_2O); - nedeterminat. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (Seria Baia de Arieş): Mp-467 - filonul Ciungi (formaţiunea Răzoare; Murariu,1979); *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): Mp-334 - Între Rebre, zona intermediară (Rb_3^{Sc}, Murariu,1979); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu (seria Baia de Arieş): Mp-556 - Valea Mică; districtul pegmatitic Someşul Rece-valea Iara (seria de Someş): Mp-537 - Pârâul Ursului; *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeş-Lotru): Mp-1 - Tâlva, Munţii Ţarcu - Muntele Mic (Hann, 1987; s-au mai determinat: 0,18% FeO; 0,08% P_2O_5 şi 0,59% H_2O^+); Mp-3 - Măgura. Munţii Ţarcu - Muntele Mic (Hann, 1987; s-au mai determinat: 0,07% FeO şi 0,61% H_2O^+); Mp-12 - pârâul Pravăţ, munţii Lotru (Ungureanu şi Murariu,1991); Mp-51 - pârâul Conţu. munţii Cibin (Murariu,1994-1995 b).

Distribuţia sodiului prezintă o variaţie mai largă în microclinpertite, cu conţinuturi mai ridicate în probele pegmatitelor plagioclazice (corpul pegmatitic

Între Rebre – subprovincia pegmatitică Rodna) şi a pegmatitelor albit-spodumenice (câmpul pegmatitic Conţu – munţii Cibin). Valoarea medie a conţinutului de Na_2O pentru feldspaţii potasici din pegmatitele provinciei Carpatice este apropiată de cea indicată de Nikonorov şi Mihailov (1964), pentru feldspatul potasic al pegmatitelor micafere (1,88 % Na_2O). Conţinutul în SiO_2 şi Al_2O_3 al feldspaţilor alcalini analizaţi variază în limite normale, caracteristice acestor minerale. O particularitate comună a feldspaţilor potasici o constituie conţinutul scăzut de fier, mangan şi magneziu. Distribuţia calciului scoate în evidenţă valori mai ridicate în unele microclinpertite.

Datele analitice au servit la calcularea formulelor cristalochimice şi a compoziţiei normative a feldspaţilor alcalini (tabelele 33 şi 34).

Tabelul 33

Formulele cristalo-chimice şi compoziţia normativă ale microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Formula cristalo-chimică	Compoziţia normativă
Subprovincia pegmatitică Preluca		
Mi-397	$(K_{0,76}Na_{0,15}Ca_{0,01})_{0,92}(Al_{1,00}Si_{3,00})_{4,00}O_8$	$Or_{82,1}Ab_{16,1}An_{1,8}$
1453 (4)	$(K_{0,81}Na_{0,22}Ca_{0,05})_{1,08}(Al_{1,03}Si_{2,95})_{3,98}O_8$	$Or_{79,2}Ab_{15,1}An_{5,6}$
Mi-1	$(K_{0,77}Na_{0,15}Ca_{0,02})_{0,94}(Al_{1,01}Si_{2,99})_{4,00}O_8$	$Or_{76,6}Ab_{18,1}An_{2,3}$
Subprovincia pegmatitică Rodna		
Mi-174	$(K_{0,81}Na_{0,16}Ca_{0,02})_{0,99}(Al_{0,99}Si_{3,00})_{3,99}O_8$	$Or_{82,3}Ab_{16,3}An_{1,4}$
Mi-324	$(K_{0,77}Na_{0,16}Ca_{0,02})_{0,95}(Al_{1,04}Si_{2,97})_{4,01}O_8$	$Or_{79,9}Ab_{17,8}An_{2,3}$
Mi-387	$(K_{0,81}Na_{0,12}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,00}Si_{3,00})_{4,00}O_8$	$Or_{83,8}Ab_{13,1}An_{3,1}$
Mi-446	$(K_{0,71}Na_{0,15}Ca_{0,03})_{0,89}(Al_{1,02}Si_{2,98})_{4,00}O_8$	$Or_{79,1}Ab_{17,5}An_{3,4}$
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare		
Mi-471	$(K_{0,75}Na_{0,13}Ca_{0,04})_{0,92}(Al_{1,07}Si_{2,95})_{4,02}O_8$	$Or_{81,3}Ab_{14,4}An_{4,3}$
Mi-483	$(K_{0,73}Na_{0,19}Ca_{0,02})_{0,94}(Al_{1,02}Si_{2,98})_{4,00}O_8$	$Or_{76,8}Ab_{20,1}An_{2,6}$
Mi-555	$(K_{0,82}Na_{0,15}Ca_{0,03})_{1,00}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Or_{82,5}Ab_{15,0}An_{3,0}$
Mi-535	$(K_{0,77}Na_{0,17}Ca_{0,02})_{0,96}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Or_{79,9}Ab_{17,8}An_{2,3}$
FC-42	$(K_{0,74}Na_{0,13}Ca_{0,04})_{0,91}(Al_{1,07}Si_{2,95})_{4,02}O_8$	$Or_{81,2}Ab_{14,4}An_{4,3}$
Subprovincia pegmatitică Getică		
Mi-45	$(K_{0,77}Na_{0,20}Ca_{0,01})_{0,98}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Or_{77,9}Ab_{21,1}An_{1,0}$
1040	$(K_{0,75}Na_{0,16})_{0,91}(Al_{1,06}Si_{2,98})_{4,04}O_8$	$Or_{81,3}Ab_{18,6}$

Examinarea acestora arată că în microclin suma elementelor din poziţia *M* este destul de apropiată de mărimea teoretică şi variază între 0,92 şi 1,00. Unele probe de microclin prezintă un deficit mic de siliciu şi exces de aluminiu. În microclinpertite, variaţia elementelor din poziţia *M* este curpinsă între 0,99 şi 1,06. Toate formulele de microclinperitite indică un deficit mic de siliciu şi exces de aluminiu. Comparativ cu aceste probe, în feldspaţii potasici din pegmatitele

Scanned with OKEN Scanner

cristalinului de Gilău analizaţi cu microsonda electronică (Stumbea, 1998) se constată un mic exces de siliciu (0,033- 0,048) şi deficit de aluminiu (0,042-0,047).

Tabelul 34

Formulele cristalo-chimice şi compoziţia normativă ale microclinpertitului din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Formula cristalo-chimică	Compoziţia normativă
Subprovincia pegmatitică Preluca		
Mp-467	$(K_{0,77}Na_{0,21}Ca_{0,02})_{1,00}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Or_{76,8}\ Ab_{21,2}\ An_{41,9}$
Subprovincia pegmatitică Rodna		
Mp-334	$(K_{0,54}Na_{0,44}Ca_{0,02})_{1,00}(Al_{1,02}Si_{2,98})_{4,00}O_8$	$Or_{54,2}\ Ab_{43,9}\ An_{1,9}$
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare		
Mp-556	$(K_{0,70}Na_{0,30}Ca_{0,02})_{1,02}(Al_{1,03}Si_{2,96})_{3,99}O_8$	$Or_{68,4}\ Ab_{29,3}\ An_{2,3}$
Mp-537	$(K_{0,69}Na_{0,34}Ca_{0,02})_{1,05}(Al_{1,04}Si_{2,95})_{3,99}O_8$	$Or_{65,2}\ Ab_{32,7}\ An_{2,1}$
Subprovincia pegmatitică Getică		
Mp-1	$(K_{0,75}Na_{0,26}Ca_{0,05})_{1,06}(Al_{1,04}Si_{2,94})_{3,98}O_8$	$Ab_{70,4}\ An_{24,7}\ Or_{4,9}$
Mp-3	$(K_{0,75}Na_{0,21}Ca_{0,03})_{0,99}(Al_{1,05}Si_{2,95})_{4,00}O_8$	$Or_{75,4}\ Ab_{21,6}\ An_{3,0}$
Mp-12	$(K_{0,67}Na_{0,30}Ca_{0,02})_{0,99}(Al_{1,00}Si_{2,98})_{3,98}O_8$	$Or_{68,5}\ Ab_{30,4}\ An_{1,1}$
Mp-51	$(K_{0,54}Na_{0,44}Ca_{0,02})_{1,00}(Al_{1,03}Si_{2,97})_{4,00}O_8$	$Ab_{54,1}\ An_{43,8}\ Or_{2,1}$

În tabelul 35 se prezintă limitele de variaţie a participării cationilor în formulele cristalo-chimice ale feldspaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice.

Tabelul 35

Limitele de variaţie a participării cationilor în formulele cristalo-chimice ale feldspaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice

Subprovincia	K	Na	Ca	Al	Si
1	2	3	4	5	6
Oligoclaz					
Preluca	0,01	0,86	0,13	1,08	2,89
Rodna	0,02-0,04	0,76-0,77	0,11-0,12	1,16-1,18	2,86
Gilău	0,04-0,13	0,69-0,78	0,13-0,15	1,07-1,12	2,88-2,93
Getică	0,01-0,02	0,80-0,86	0,12	1,08-1,10	2,90-2,95
Albit					
Preluca	0,01-0,02	0,88-0,90	0,06-0,07	1,03	2,97
Rodna	0,01-0,02	0,90-0,94	0,03-0,05	1,08-1,18	2,95-2,97
Gilău	0,01-0,02	0,90-0,96	0,01-0,07	1,01-1,03	2,97-2,99
Getică	0,01-0,05	0,78-0,94	0,03-0,09	1,01-1,05	2,95-2,99
Microclin					
Preluca	0,76-0,81	0,15-0,22	0,01-0,05	1,00-1,03	2,95-3,00

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 35 (continuare)

1	2	3	4	5	6
Rodna	0,71-0,81	0,12-0,16	0,02-0,03	0,99-1,04	2,97-3,00
Gilău	0,73-0,82	0,13-0,19	0,02-0,04	1,02-1,07	2,95-2,98
Getică	0,75-0,77	0,16-0,20	0,01	1,03-1,06	2,97-2,98
Microclinpertit					
Preluca	0,77	0,21	0,02	1,03	2,97
Rodna	0,54	0,44	0,02	1,02	2,98
Gilău	0,69-0,70	0,30-0,34	0,02	1,03-1,04	2,95-2,96
Getică	0,54-0,75	0,21-0,44	0,02-0,05	1,00-1,05	2,94-2,98

Compoziția normativă a feldspaților potasici scoate în evidență conținuturi mai ridicate de *Or* în microclin, de *Ab* în microclinpertite şi valori apropiate de An. Variația mai largă a componentului *Ab* din microclinpertite se corelează cu observațiile microscopice şi determinările cu raze X care au pus în evidență prezența albitului de dezamestec şi de substituție în masa microclinului.

În diagrama *Or:Ab:An*, feldspații din pegmatitele provinciei Carpatice se situează în câmpul caracteristic cristalelor stabile la temperaturi scăzute (fig. 57).

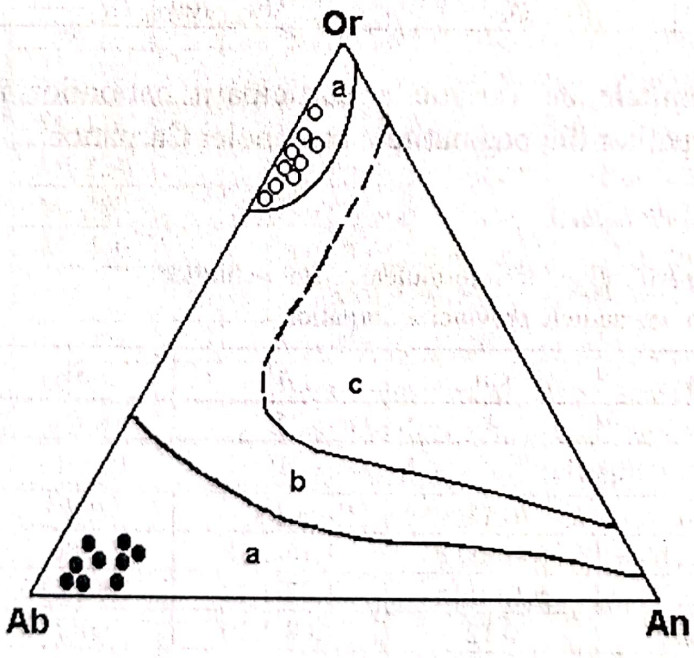


Fig.57. Diagrama *Or:Ab:An* pentru feldspații din pegmatitele provinciei Carpatice: *a* - domeniul cristalelor stabile la temperaturi scăzute: *b* - domeniul cristalelor stabile la temperaturi ridicate şi nestabile la temperaturi scăzute: *c* - domeniul cristalelor nestabile la toate temperaturile.

În tabelul 36 se prezintă limitele de variație şi conținutul mediu de K_2O şi Na_2O în feldspații din pegmatitele provinciei Carpatice.

Spectrul în IR al microclinului din pegmatitele subprovinciei Rodna prezintă benzi de absorbție caracteristice acestui mineral: 430, 539, 584, 710, 785, 1040, 1085 cm^{-1}. Banda de absorbție de la 648 cm^{-1} confirmă prezența microclinului cu grad ridicat de ordonare (fig. 47).

Scanned with OKEN Scanner

Analiza cu microsonda, efectuată de Hann (1987) pe o probă de microclinpertit din corpul pegmatitic Armeniş (munţii Semenic – subprovincia pegmatitică Getică) a pus în evidenţă o masă relativ omogenă şi fin granulară, caracter imprimat de predominarea elementelor uşoare (Al, K, Si). Masa principală este constituită din potasiu care înglobează lacunar sodiul. Calciul însoţeşte în cantitate redusă sodiul şi creează neomogenităţi în masa mineralului.

Tabelul 36

Limitele de variaţie şi conţinutul mediu de K_2O şi Na_2O (%) în feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice

Localizare	K_2O	Na_2O	Autori
Feldspaţi potasici			
Subprovincia Preluca	13,05-13,27* 13,16**	1,70-2,38 2,04	Murariu şi Maria Dumitrescu (1976)
Subprovincia Rodna	9,41-14,50 12,81	1,43-5,03 2,26	Murariu (1979)
Subprovincia Getică	7,60-12,65 11,02	2,15-3,05 2,97	Hann (1987)
Subprovincia Gilău			
• analiză chimică	11,89-13,93 12,74	1,47-3,93 2,61	Iosof şi colab. (1975)
• microsondă	11,72-15,71 14,72	0,47-1,51 0,86	Stumbea (1998)
Feldspaţi plagioclazi			
Subprovincia Preluca	0,20-0,66 0,42	10,20-10,60 10,3	Murariu şi Maria Dumitrescu (1976)
Subprovincia Rodna	0,23-0,70 1,36	9,01-11,13 10,01	Murariu (1979)
Subprovincia Getică	0,20-0,50 0,35	9,10-9,22 9,16	Hann (1987)
Subprovincia Gilău			
• analiză chimică	0,41-2,406 0,94	8,00-10,62 10,3	Murariu şi Vanghelie (1978)
• microsondă	0,02-0,25 0,15	10,01-12,48 11,54	Stumbea (1998)

*Limitele de variaţie. **Conţinutul mediu.

3.1.3. Micele

Prezenţa micelor în pegmatite caracterizează diferite stadii evolutive de formare a acestor roci. Prin transformările pe care le suferă (în special biotitul) şi în urma sensibilităţii la deformările mecanice (prezente mai ales la muscovit), micele reflectă semnificativ atât modificările chimismului fluidului caracteristic diferitelor stadii evolutive, cât şi controlul regimului tectonic din timpul deformării pegmatitelor.

Scanned with OKEN Scanner

3.1.3.1. *Muscovitul*

În pegmatitele provinciei Carpatice din România, muscovitul este prezent în proporţii şi dimensiuni variabile, de la paiete fine, sub 0,01mm, până la plăci decimetrice (foto 3). Cantitatea şi calitatea muscovitului variază în funcţie de tipul de pegmatit precum şi după structura internă a corpurilor pegmatitice. În pegmatitele micafere, muscovitul se întâlneşte în cantităţi importante, care ajung uneori până la 80 % (Cataracte - munţii Lotru; Bouţari - Munţii Poiana Ruscă; La Colac - munţii Preluca etc.). În pegmatitele feldspatice şi în cele cu metale rare, muscovitul apare subordonat, în cantităţi care nu depăşesc valoarea de 8 % şi, respectiv 5 % (Între Rebre - Munţii Rodnei; Teregova – munţii Semenic; Conţu – munţii Cibin etc.). Cea mai mare cantitate de muscovit (200-300 kg/m^3) s-a întâlnit la corpul pegmatitic Deac (Bouţari – Munţii Poiana Ruscă). Prezenţa în pegmatite a unor zone bogate în feldspaţi potasici precum şi a unor fisuri care au servit dept căi de acces pentru soluţiile care au provocat hidroliza feldspaţilor potasici, a determinat apariţia unor acumulări importante de muscovit (muscovit *industrializabil*). În cadrul structurii interne a corpurilor pegmatitice, zonele cele mai favorabile pentru acumularea muscovitului sunt cele intermediare şi uneori zonele marginale. Muscovitul de calitate superioară se dezvoltă la contactul dintre nucleul cuarţos şi blocurile de feldspaţi din zonele intermediare ale corpurilor pegmatitice. În cadrul pegmatitelor nezonate, muscovitul apare mai ales în cuiburi, răspândite, în general, neuniform în masa pegmatitelor. Există şi situaţii în care apariţia unui început de zonare duce la concentrarea muscovitului în zona marginală a corpurilor pegmatitice. Demn de menţionat este faptul că structurile grafice nu sunt favorabile dezvoltării muscovitului. În majoritatea zonelor cu structură grafică, muscovitul apare în cantităţi mici sau este absent (Murariu, 1979). Lamelele de muscovit apar uneori torsionate, datorită deformărilor mecanice din timpul cristalizării pegmatitelor. În cazul în care anumite porţiuni din cadrul corpurilor pegmatitice au fost supuse unor deformări mecanice intense, se formează aşa-numitul muscovit *în frunză de brad*. În acest caz, lamelele îndoite de muscovit şi asocierea sa cu un cuarţ fin cristalizat, confirmă presiunea din timpul creşterii mineralelor. Astfel de aspecte se întâlnesc în corpurile pegmatitice de la Cataracte (munţii Lotru), Pârâul cu Mărul, Culmea Poiana Finet (munţii Semenic-Ţarcu), Pădurea Florichii (munţii Preluca) etc. Prezenţa unor defecte în masa cristalelor de muscovit este legată de perioada cristalizării (incluziuni primare de cuarţ, feldspaţi, hematit etc.), sau apar, şi acest aspect este frecvent, după dezvoltarea cristalelor, fiind reprezentate de fisuri dispuse neregulat sau după anumite direcţii paralele cu *(110)* sau cu *(120)*. Alte defecte constitue rezultatul dezvoltării metasomatice în cristalele de muscovit a turmalinei şi a granaţilor almandin-spessartinici.

În pegmatitele cu structură internă, muscovitul s-a depus şi în lungul unor fisuri sau zone de fracturi, în asociaţie cu cuarţ (foto 8). El reprezintă în acest caz un produs ulterior al stadiilor principale de evoluţie geochimică a procesului

Scanned with OKEN Scanner

pegmatitic. În majoritatea pegmatitelor, muscovitul este incolor sau cu nuanțe verzui, mai intense în muscovitul pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul Conțu-Negovanu (munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică). La microscop este uşor albăstrui, cu alungire pozitivă şi extincție dreaptă. Prezintă clivaj evident după *(001)*. În secțiuni subțiri s-a observat înlocuirea plagioclazului de către muscovit, uneori pe suportul unui sericit preexistent – şi însoțit de cuarț, între apariția acestor două minerale existând o relație strânsă. În acest caz, muscovitul s-a format ulterior plagioclazului, într-un stadiu caracterizat de condițiile impuse de o metasomatoză potasică bogată în vapori de apă. Datorită acestor pierderi de apă din sistem, cristalizarea muscovitului poate înceta, formându-se în acest caz microclin – ceea ce determină prezența, uneori în cantități apreciabile, a ambelor minerale în cadrul aceleiaşi zone pegmatitice. În pegmatitele provincie Carpatice din România se întâlnesc mai multe tipuri genetice de muscovit: cristalizat din fluidul pegmatitic, format prin hidroliza feldspaților potasici, rezultat prin deferizarea biotitului. Demn de menționat este faptul că primele două tipuri participă frecvent la formarea unor complexe mineralogice caracteristice: muscovit + cuarț; spodumen+cleavelandit+cuarț+Li muscovit (Murariu, 1979, 1992-1993 a, 1995a; Murariu şi Gandrabura, 1992-1993, 1995; Săbău şi colab., 1987). Formarea muscovitului ca rezultat al hidrolizei feldspaților potasici este dovedită şi de participarea subordonată a acestuia în pegmatitele potasice. Muscovitul rezultat prin deferizarea biotitului prezintă pe planele de clivaj incluziuni fine de hematit.

În micaşisturile şi gnaisele în care sunt localizate pegmatitele, muscovitul are dimensiuni mult mai mici şi se dispune, frecvent, paralel cu şistozitatea metamorfitelor. El se asociază cu biotit, cuarț, feldspați, granați, uneori cu disten, staurolit şi sillimanit.

Compoziția chimică a muscovitelor din pegmatitele provinciei Carpatice şi din rocile metamorfice înconjurătoare indică următoarele limite de variație a oxizilor (%):

Muscovit din pegmatite	Oxizi	Muscovit din metamorfite
44,42 – 46,63	SiO_2	45,31 – 46,52
0,02 – 0,64	TiO_2	1,02 – 1,36
34,13 – 38,93	Al_2O_3	31,45 – 33,98
0,05 – 2,68	Fe_2O_3	0,80 – 1,68
0,44 – 2,40	FeO	1,72 – 3,27
0,05 – 1,48	MgO	1,02 – 2,53
0,00 – 0,12	MnO	0,01 – 0,03
0,01 – 1,04	CaO	0,09 – 1,90
0,30 – 1,40	Na_2O	0,74 – 1,81
8,19 – 10,80	K_2O	8,05 – 10,70

Datele analitice prezentate în tabelele 37, 38 a, 39 şi 40 pun în evidență, în toate muscovitele analizate, un conținut destul de constant de silice, indiferent de ocurența şi tipul de pegmatit din care au fost prelevate. În cadrul acestor conținuturi unele valori mai ridicate au fost determinate în muscovitele separate din complexul

Scanned with OKEN Scanner

cuarț-muscovitic. Toate conținuturile de silice ale muscovitelor pegmatitice analizate sunt, însă, destul de apropiate de valoarea teoretică: 45,2 % SiO_2.

Aspectul chimic principal al muscovitului îl constituie însă conținutul important de aluminiu, care variază între 34,13 % și 38,93 % Al_2O_3. Demn de menționat este faptul că valorile mai ridicate caracterizează muscovitul din pegmatitele argilizate ale câmpului pegmatitic Răzoare (subprovincia pegmatitică Preluca), în care s-a determinat 37,29 % - 38,93 % Al_2O_3 (tabelul 37). Analizele chimice mai scot în evidență faptul că în compoziția muscovitului sunt prezente și alte elemente care pot substitui aluminiul din pozițiile octaedrice (Al_{VI}): Fe, Mg, Mn, Ti. În acest caz, creșterea conținutului de fier (fig. 58) și magneziu (fig. 59) din muscovite este însoțită de o micșorare corespunzătoare a valorii aluminiului octaedric.

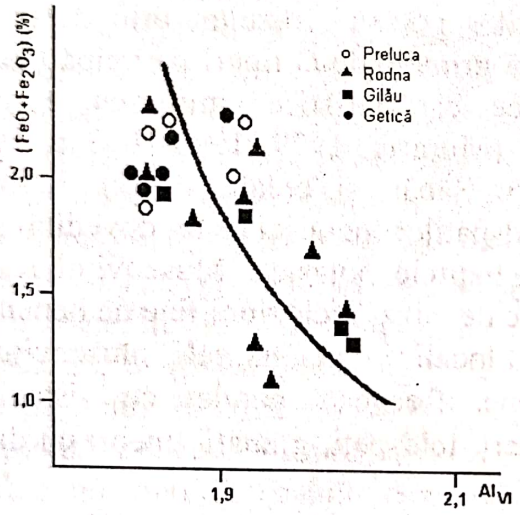


Fig.58. Corelația $(FeO+Fe_2O_3):Al_{VI}$ în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

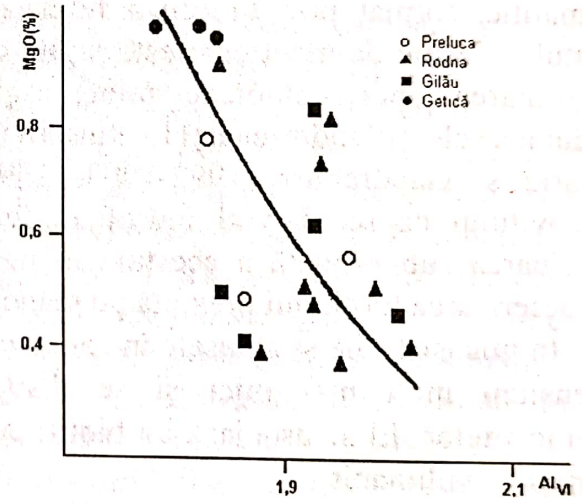


Fig.59. Corelația $MgO:Al_{VI}$ în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

În majoritatea analizelor chimice se constată că valoarea oxidului feros o depășește pe cea a oxidului feric. Unele deosebiri mai sesizabile de conținut apar în cazul oxidului feric, care variază în limite mai largi: valoarea cea mai mică a fost determinată în muscovitul asociat cu albit și cuarț din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna), iar valoarea cea mai mare în muscovitul din pegmatitele de pe valea Mică, localizate în rocile metamorfice ale seriei Baia de Arieș (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu, subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare). Conținutul de titan al muscovitului este mai scăzut decât în biotit și prezintă o corelație pozitivă cu fierul (fig. 60). Muscovitul provenit prin deferizarea biotitului are însă un conținut mai ridicat de titan (pegmatitele muscovitice de la Pascaru, subprovincia pegmatitică Rodna). Un conținut mai ridicat de titan (0,64 % TiO_2) a fost determinat și în muscovitul pegmatitelor localizate în granitoidul de Vința, pe valea Mică (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu). În general însă, conținutul de titan al muscovitului este destul

de constant şi nu depăşeşte valorile care caracterizează muscovitul din pegmatitele de origine metamorfică (Şmakin,1971; Murariu,1979, 1983, 1995a; Murariu şi Maria Dumitrescu, 1976; Murariu şi colab., 1990, 1997, 1998 a, 1999 a).

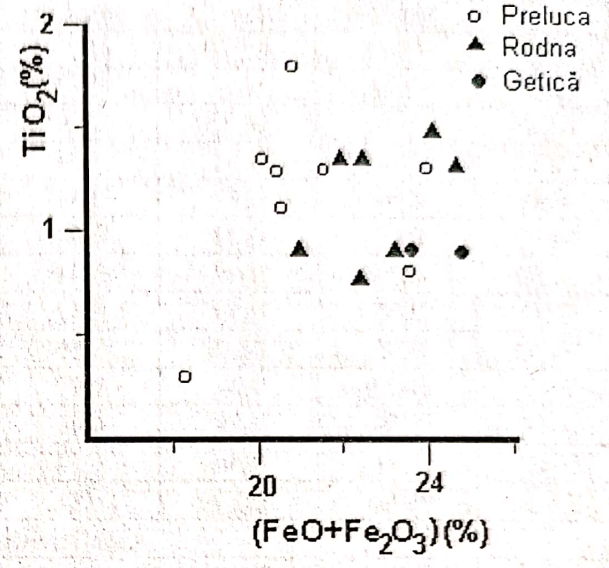


Fig. 60. Corelaţia $(FeO+Fe_2O_3):TiO_2$ în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice: (●) - muscovit din pegmatitele feldspatice şi din cele muscovitice: (○) - muscovit din pegmatitele cu metale rare (albit-spodumenice).

Conţinutul de magneziu al muscovitului este mai mic decât cel de fier total: valoarea cea mai scăzută a fost determinată în muscovitul verzui din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu-Negovanu – munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică), în care magneziul a fost substituit, în mare parte de către litiu. După conţinutul de magneziu, muscovitele pegmatitelor feldspatice şi a celor micafere analizate de noi se apropie de valorile determinate în muscovitul pegmatitelor Kareliei de nord (Lebedev, 1959), Scutului Baltic (Salie şi Glebovitki, 1976), Siberiei (Zagorski şi Kuznetova, 1990), Carpaţilor Mici (Štefania Dávidová, 1998), districtului Pala – California (Kleck şi Foord, 1999) etc. Aceste valori sunt mai ridicate decât conţinutul de magneziu al muscovitului din pegmatitele cu metale rare de la Varuträsk-Suedia (Quensel, 1956), Brown Derby-Colorado (Heinrich, 1967), Rožná şi Dobrá Voda-Moravia (Černý şi colab.,1995). Participarea calciului în compoziţia muscovitului pegmatitic este destul de redusă şi poate fi legată şi de posibilitatea de substituţie a potasiului. Acest mod de pătrundere a calciului în structura muscovitului, evidenţiată şi de alţi autori, nu provoacă abateri de la structura normală a acestuia. Singurul conţinut mai ridicat de calciu este prezent în muscovitul separat din pegmatitul dealului Curcan – munţii Semenic , subprovincia pegmatitică Getică (Hann, 1987) (tabelul 40).

Conţinutul de potasiu al muscovitului pegmatitic variază între 8,19 şi 10,80 % K_2O. Valorile mai ridicate caracterizează muscovitul din zonele intermediare ale corpurilor pegmatitice, format prin hidroliza microclinului (Coasta lui Mihai, subprovincia pegmatitică Preluca; Pârâul Ursului, subprovincia pegmatitică Gilău; Între Rebre, subprovincia pegmatitică Rodna; Cataracte, subprovincia pegmatitică Getică etc.).

INV. 152402

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 37

Compoziția chimică, normativă și formulele cristalo-chimice ale muscovitului din pegmatitele subprovinciei Preluca

%	Probe analizate						
	Ms-396	Ms-423	Ms-410	Ms-436	1*	2*	3*
SiO_2	45,38	45,70	45,53	45,46	45,34	44,93	45,01
TiO_2	0,20	0,37	0,12	0,16	0,22	0,65	0,06
Al_2O_3	34,64	36,15	35,32	35,59	37,74	37,29	38,93
Fe_2O_3	0,66	0,51	1,04	0,93	0,46	1,03	0,49
FeO	0,80	0,67	0,91	1,12	0,98	0,83	0,58
MnO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02
MgO	0,39	0,44	0,41	0,42	0,48	0,60	0,20
CaO	0,35	0,59	0,42	0,42	0,47	0,42	0,30
Na_2O	0,72	0,72	0,66	0,80	0,71	0,58	1,23
K_2O	10,80	9,47	9,97	9,73	8,50	8,19	8,19
H_2O^+	4,59	4,79	4,41	4,63	4,28	4,13	3,69
H_2O^-	1,41	0,66	1,34	1,00	0,96	1,28	1,42
Total	99,96	100,09	100,17	100,30	100,16	99,96	99,92
Coeficienți geochimici							
a_{Si}	23	24	24	24	25	25	25
A	33	28	30	30	24	23	24
Al	95	96	94	93	95	94	96
a_{Ca}	97	94	96	96	96	95	97

Compoziția normativă (%)				
Proba	Muscovit	Ferimuscovit	Feromuscovit	Fengit
Ms-396	93,8	1,5	2,6	2,1
Ms-423	94,2	1,2	2,4	2,2
Ms-410	92,9	2,5	2,5	2,1
Ms-436	92,5	2,3	3,1	2,1
1	94,8	1,0	2,3	1,8
2	93,1	1,9	1,9	3,0
3	97,2	0,9	0,9	0,9
Media	94,1	1,6	2,3	2,0

Formulele cristalo-chimice	
Ms-396	$(K_{0,93}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{1,04}(Al_{1,82}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,04}Ti_{0,01})_{1,95}(Si_{3,06}Al_{0,94})_4O_{10}OH_{2,07}$
Ms-410	$(K_{0,85}Na_{0,08}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,83}Fe^{3+}_{0,05}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,04}Ti_{0,01})_{1,98}(Si_{3,02}Al_{0,98})_4O_{10}(OH_{1,97}O_{0,03})_2$
Ms-423	$(K_{0,80}Na_{0,09}Ca_{0,04})_{0,93}(Al_{1,84}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,04}Ti_{0,02})_{1,96}(Si_{3,02}Al_{0,98})_4\ O_{10}OH_{2,11}$
Ms-436	$(K_{0,83}Na_{0,10}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,84}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,04}Ti_{0,01})_{1,99}(Si_{3,04}Al_{0,96})_4\ O_{10}OH_{2,06}$
1	$(K_{0,72}Na_{0,09}Ca_{0,03})_{0,84}(Al_{2,01}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,04}Ti_{0,01})_{2,13}(Si_{3,00}Al_{1,00})_4O_{10}(OH_{1,89}O_{0,11})_2$
2	$(K_{0,70}Na_{0,07}Ca_{0,03})_{0,80}(Al_{1,93}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,06}Ti_{0,03})_{2,10}(Si_{3,00}Al_{1,00})_4O_{10}(OH_{1,85}O_{0,15})_2$
3	$(K_{0,70}Na_{0,16}Ca_{0,02})_{0,88}(Al_{2,07}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,02}Mg_{0,02}Ti_{0,00})_{2,13}(Si_{3,00}Al_{1,00})_4O_{10}(OH_{1,65}O_{0,35})_2$

*Analist: Maria Dumitrescu. **Localizarea probelor**: *câmpul pegmatitic Copalnic* (Murariu și Maria Dumitrescu, 1976): Ms-396 - Coasta lui Mihai (formațiunea Valea Cavnicului); Ms-423 - Valea Pleșii (formațiunea Valea Cavnicului); Ms-410 - Codru Butesii (formațiunea Valea Cavnicului); Ms-436 - Dealul Copalnic (Formațiunea Preluca Nouă); *câmpul pegmatitic Răzoare* (formațiunea Răzoare): 1 - filonul Ciungi; 2 - Runcușoare; 3 - Valea Arșitei.

Scanned with OKEN Scanner

Conținuturile oxidului de potasiu din muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice concordă cu datele din literatură prezentate de Lebedev (1959), Manuilova şi colab.(1966), Heinrich (1967), Babu (1969), Salie şi Glebovițki (1976), Gordienko şi Leonova (1976), Zagorski şi Kuznețova (1990),Černý şi Lenton (1995), Černý şi colab. (1995), Štefánia Dávidová (1998), Jobin-Bevans şi Černý (1998), Anderson şi colab (1998), Kleck şi Foord (1999) etc. În cadrul intervalului de variație a oxidului de potasiu prezentat de noi, se situează şi conținuturile de 9,50-10,53 % K_2O (x = 10,27 % K_2O) determinate cu microsonda electronică de Stumbea (1998), pentru muscovitul din pegmatitele cristalinului de Gilău (subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare).

Tabelul 38 a

Compoziția chimică a muscovitului din pegmatitele subprovinciei Rodna *

%	Probe analizate								
	Ms-101	**Ms-126**	**Ms-131**	**Ms-144**	**Ms-165**	**Ms-205**	**Ms-336**	**Ms-454**	**Ms-456**
SiO_2	45,73	45,67	45,70	45,13	45,93	44,83	45,02	45,22	45,50
TiO_2	0,15	0,12	0,20	0,21	0,19	0,16	0,40	0,15	0,19
Al_2O_3	35,37	36,28	35,88	36,30	35,41	36,69	35,61	36,73	36,74
Fe_2O_3	1,29	0,76	1,56	0,73	1,01	0,05	0,94	0,83	0,79
FeO	1,01	0,94	0,94	0,72	1,09	2,10	1,36	1,01	1,16
MnO	0,05	0,06	0,05	sld	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06
MgO	0,36	0,36	0,30	0,30	0,47	0,28	0,50	0,50	0,42
CaO	0,50	0,51	0,38	0,41	0,84	0,75	0,92	0,41	0,53
Na_2O	0,68	0,92	0,66	0,71	0,60	0,66	0,53	0,47	0,66
K_2O	9,80	10,11	9,48	10,20	9,85	10,11	8,90	8,97	8,85
H_2O^+	3,80	3,43	3,63	3,08	3,47	3,94	4,41	4,70	4,60
H_2O^-	1,24	0,90	1,20	1,20	1,17	0,18	1,33	0,85	0,53
Total	99,98	100,06	99,98	99,29	100,08	99,78	99,97	99.89	100,03
Coeficienți geochimici									
a_{Si}	22	23	23	23	22	24	24	24	25
A	30	30	28	30	30	29	26	26	26
Al	93	94	93	95	93	94	93	94	94
a_{Ca}	95	95	96	96	93	94	91	96	95

*Murariu (1979); sld - sub limita de detecție. **Localizarea probelor**: Ms-101 - Între Rebre (Rb^{Sc}_3); Ms-126 - Tarnița Scărişoarei (Rb_2); Ms-131 - Izvorul Iepei (Rb^{Sc}_3); Ms-144 - Pascaru (Rb^{Sc}_3); Ms-165 - Scărişoara (Rb^{Sc}_3); Ms-205 - Între Rebre (Rb^{Sc}_3); Ms-336 - Pascaru (Rb^{Sc}_3); Ms-454 - Valea Caselor (Rb_2); Ms-456 - Făget (Rb^{Cd}_3).

În majoritatea muscovitelor analizate, conținutul oxidului de sodiu este, în general, destul de constant şi se apropie de valorile determinate în muscovitul din alte câmpuri pegmatitice din străinătate: Karelia de Nord (Lebedev, 1959; Gordienko şi Leonova, 1976), Colorado (Heinrich, 1967), Siberia (Zagorski şi Kuznețova, 1990), Moravia (Černý şi colab.,1995), Carpații Mici (Štefania Dávidová, 1998), districtul Pala – California (Kleck şi Foord, 1999) etc.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 38 b

Compoziția normativă și formulele cristalo-chimice ale muscovitului din pegmatitele subprovinciei Rodna

Compoziția normativă (%)				
Proba	**Muscovit**	**Ferimuscovit**	**Feromuscovit**	**Fengit**
Ms-101	91,58	3,26	2,88	2,27
Ms-126	93,37	1,79	2,44	2,40
Ms-131	91,98	3,68	2,54	1,79
Ms-144	94,73	1,47	1,90	1,90
Ms-165	90,84	2,38	2,85	3,92
Ms-205	90,87	0,05	5,55	3,53
Ms-336	89,61	2,23	3,68	4,46
Ms-454	92,96	1,97	1,97	3,10
Ms-456	92,55	1,87	3,09	2,49
Media	92,0	2,1	3,0	2,9
Formulele cristalo-chimice				
Ms-101	$(K_{0,85}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{0,96}(Al_{1,94}Fe^{3+}_{0,07}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,05})_{2,12}(Si_{3,10}Al_{0,90})_4O_{10}(OH_{1,72}O_{0,28})_2$			
Ms-126	$(K_{0,87}Na_{0,12}Ca_{0,02})_{1,01}(Al_{1,98}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,05})_{2,12}(Si_{3,09}Al_{0,91})_4O_{10}(OH_{1,54}O_{0,46})_2$			
Ms-131	$(K_{0,82}Na_{0,08}Ca_{0,02})_{0,92}(Al_{1,95}Fe^{3+}_{0,07}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,03})_{2,10}(Si_{3,09}Al_{0,91})_4O_{10}(OH_{1,63}O_{0,37})_2$			
Ms-144	$(K_{0,89}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{1,00}(Al_{2,05}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,04})_{2,16}(Si_{3,09}Al_{0,91})_4O_{10}(OH_{1,42}O_{0,58})_2$			
Ms-165	$(K_{0,85}Na_{0,08}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,94}Fe^{3+}_{0,05}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,08})_{2,13}(Si_{3,11}Al_{0,89})_4O_{10}(OH_{1,57}O_{0,43})_2$			
Ms-205	$(K_{0,87}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{0,98}(Al_{1,93}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,07})_{2,12}(Si_{3,02}Al_{0,98})_4O_{10}(OH_{1,77}O_{0,23})_2$			
Ms-336	$(K_{0,79}Na_{0,09}Ca_{0,04})_{0,90}(Al_{1,85}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,07}Mg_{0,09})_{2,05}(Si_{3,03}Al_{0,97})_4O_{10}(OH_{1,97}O_{0,03})_2$			
Ms-454	$(K_{0,76}Na_{0,06}Ca_{0,04})_{0,86}(Al_{1,88}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,04})_{2,02}(Si_{3,00}Al_{1,00})_4O_{10}(OH)_{2,08}$			
Ms-456	$(K_{0,75}Na_{0,08}Ca_{0,03})_{0,86}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,05})_{2,07}(Si_{3,01}Al_{0,99})_4O_{10}(OH)_{2,03}$			

Conținutul cel mai ridicat în oxid de sodiu (1,4 %) a fost determinat în muscovitul pegmatitelor de pe valea Mică, localizate în granitoidul de Vința (subprovincia pegmatitică Gilău) (tabelul 39). Rezultatele analitice obținute de noi confirmă datele experimentale prezentate de Eugster și Yoder (1955), după care, limita solubilității paragonitului în muscovit este egală cu 24 mol.%, ceea ce corespunde la un procent de 2 % Na_2O.

Între conținutul de potasiu și sodiu există o corelație direct proporțională, tipică muscovitului din pegmatite (fig.61).

O particularitate comună muscovitului o constituie conținutul de apă (H_2O^+, H_2O^-), mai ridicat decât al celorlalte minerale pegmatitice analizate. Eliminarea apei de către muscovitul pegmatitic a fost pusă în evidență cu ajutorul analizelor termice diferențiale.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 39

Compoziția chimică, normativă și formulele cristalo-chimice ale muscovitului din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare

%	Probe analizate						
	Ms-556	Ms-560	Ms-473	Ms-535	1528*	1572*	1565*
SiO_2	45,14	46,21	45,68	45,32	45,82	45,31	44,65
TiO_2	0,64	0,02	0,16	0,11	0,16	0,14	0,22
Al_2O_3	34,80	34,53	35,42	35,45	35,39	36,26	34,13
Fe_2O_3	1,03	2,68	0,55	1,69	1,24	1,33	2,27
FeO	1,15	0,44	1,75	0,64	0,55	0,61	1,02
MnO	0,02	0,02	-	0,03	-	-	-
MgO	0,48	0,76	0,57	0,24	0,26	0,15	0,43
CaO	0,50	0,37	0,93	0,42	0,36	0,49	0,42
Na_2O	1,40	0,71	0,76	0,46	0,45	0,52	0,30
K_2O	10,10	9,46	9,48	10,40	10,15	9,60	10,30
H_2O^+	3,89	3,83	3,17	4,19	4,76	4,82	5,23
H_2O^-	1,01	1,06	1,43	1,01	1,26	1,18	1,54
Total	100,16	100,11	99,90	99,96	100,40	99,81	100,51
Coeficienți geochimici							
a_{Si}	22	22	22	23	23	24	25
A	33	29	29	30	29	28	31
Al	93	90	92	93	94	94	90
a_{Ca}	96	96	92	96	97	95	96

Compoziția normativă (%)

Proba	Muscovit	Ferimuscovit	Feromuscovit	Fengit
Ms-556	93,0	2,5	3,0	1,5
Ms-560	89,4	6,3	0,9	3,4
Ms-473	91,6	4,2	1,9	2,3
Ms-535	93,5	4,0	1,5	1,0
1528	94,3	3,1	1,5	1,1
1565	89,0	5,7	3,1	2,1
1572	94,9	3,0	1,6	0,5
Media	92,2	4,1	1,9	1,7

Formulele cristalo-chimice

Ms-556	$(K_{0,85}Na_{0,26}Ca_{0,03})_{1,14}(Al_{1,83}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,03}Ti_{0,13})_{2,10}(Si_{3,00}Al_{1,00})_4O_{10}(OH_{1,73}O_{0,27})_2$
Ms-560	$(K_{0,81}Na_{0,09}Ca_{0,03})_{0,92}(Al_{1,85}Fe^{3+}_{0,13}Fe^{2+}_{0,02}Mg_{0,07})_{2,07}(Si_{3,11}Al_{0,89})_4O_{10}(OH_{1,72}O_{0,28})_2$
Ms-473	$(K_{0,82}Na_{0,10}Ca_{0,06})_{0,98}(Al_{1,96}Fe^{3+}_{0,09}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,05})_{2,14}(Si_{3,11}Al_{0,89})_4\ O_{10}(OH_{1,44}O_{0,56})_2$
Ms-535	$(K_{0,89}Na_{0,06}Ca_{0,03})_{0,98}(Al_{1,87}Fe^{3+}_{0,08}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,02}Ti_{0,01})_{2,01}(Si_{3,05}Al_{0,95})_4$ $O_{10}(OH_{1,88}O_{0,12})_2$
1528	$(K_{0,87}Na_{0,06}Ca_{0,02})_{0,95}(Al_{1,83}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,02}Ti_{0,02})_{1,96}(Si_{3,05}Al_{0,95})_4O_{10}(OH)_{2,11}$
1572	$(K_{0,80}Na_{0,06}Ca_{0,04})_{0,90}(Al_{1,85}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,01}Ti_{0,01})_{1,96}(Si_{3,01}Al_{0,99})_4O_{10}(OH)_{2,12}$
1565	$(K_{0,88}Na_{0,04}Ca_{0,03})_{0,95}(Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,11}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,04}Ti_{0,01})_{1,92}(Si_{2,99}Al_{1,01})_4O_{10}(OH)_{2,34}$

- nedeterminat; * probe prelevate de dr. V. Pomârleanu și analizate chimic de Aurelia Movileanu.

Localizarea probelor: *districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu* (Murariu,1988): Ms-556 - Valea Mică, pegmatite localizate în granitoidul de Vința; Ms-560 - Valea Mică, pegmatite localizate în rocile metamorfice ale seriei Baia de Arieș; *districtul pegmatitic Someșul Rece-valea Iara*: Ms-473 - Tina Dumitreasa, pegmatite localizate în granitul de Muntele Mare (Murariu,1988); Ms-535 - Pârâul Ursului, 1528 - Valea Șoimului; 1572 - Valea Calului (muscovit pe fisuri); 1565 - Pârâul Ursului, pegmatite localizate în mezometamorfitele seriei Someș.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 40

Compoziția chimică, normativă și formulele cristalo-chimice ale muscovitului din pegmatitele subprovinciei Getice

%	1	2	3	4	V	C	Ms-17	Ms-18	Ms-30
SiO_2	46,00	44,58	44,42	45,08	44,62	45,34	46,63	45,33	45,73
TiO_2	0,58	0,44	0,20	0,20	0,23	0,10	0,15	0,19	0,18
Al_2O_3	35,20	36,58	36,42	36,72	36,50	35,45	36,86	36,39	35,31
Fe_2O_3	1,10	0,89	1,09	0,87	1,04	0,60	0,51	0,59	0,72
FeO	0,67	0,95	0,81	0,59	1,22	1,72	1,26	1,30	2,40
MnO	0,01	0,00	0,01	0,01	-	-	0,06	0,06	0,12
MgO	1,48	0,29	1,08	1,30	1,01	0,16	0,05	1,06	1,18
CaO	0,82	0,58	0,98	1,04	0,39	0,42	0,01	0,03	0,02
Na_2O	0,80	1,00	0,90	0,90	0,57	0,44	0,60	0,66	0,80
K_2O	9,70	9,90	9,90	8,70	9,97	10,40	9,84	10,11	9,78
H_2O^+	4,45	4,92	3,73	4,47	4,72	4,20	3,67	3,81	3,43
H_2O^-					-	1,23	0,51	0,83	0,60
Total	100,81	100,20	99,54	100,18	100,27	100,06	100,15	100,32	99,97
Coeficienți geochimici									
a_{Si}	24	28	25	26	25	27	22	24	22
A	33	33	33	29	32	33	31	33	33
Al	91	96	92	93	92	93	95	92	89
a_{Ca}	93	95	92	90	96	96	99	99	99

Compoziția normativă (%)

Proba	Muscovit	Ferimuscovit	Feromuscovit	Fengit
1	89,0	2,5	1,5	7,0
2	93,8	2,1	2,6	1,5
3	90,4	2,4	1,9	5,3
4	90,1	2,0	1,5	6,4
V	90,1	2,0	3,0	4,9
C	94,0	4,0	1,5	0,5
Ms-17	96,2	0,9	2,8	0,0
Ms-18	91,0	0,9	3,3	4,7
Ms-30	88,9	1,4	5,1	4,6

Formulele cristalo-chimice

1	$(K_{0,82}Na_{0,10}Ca_{0,06})_{0,98}(Al_{1,78}Fe^{3+}_{0,05}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,14}Ti_{0,03})_{2,03}(Si_{3,04}Al_{0,96})_4O_{10}(OH_{1,95}O_{0,05})_2$
2	$(K_{0,83}Na_{0,13}Ca_{0,04})_{1,00}(Al_{1,81}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,03}Ti_{0,02})_{1,95}(Si_{2,95}Al_{1,05})_4O_{10}(OH)_{2,1}$
3	$(K_{0,85}Na_{0,11}Ca_{0,07})_{1,03}(Al_{1,89}Fe^{3+}_{0,05}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,11}Ti_{0,01})_{2,10}(Si_{2,99}Al_{1,01})_4O_{10}(OH_{1,68}O_{0,32})_2$
4	$(K_{0,73}Na_{0,11}Ca_{0,07})_{0,91}(Al_{1,82}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,13}Ti_{0,02})_{2,04}(Si_{2,97}Al_{1,03})_4O_{10}(OH)_{2,09}$
V	$(K_{0,84}Na_{0,07}Ca_{0,02})_{0,93}(Al_{1,83}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,06}Mg_{0,10}Ti_{0,01})_{2,04}(Si_{2,97}Al_{1,03})_4O_{10}(OH)_{2,09}$
C	$(K_{0,90}Na_{0,06}Ca_{0,02})_{0,98}(Al_{1,88}Fe^{3+}_{0,08}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,02})_{2,01}(Si_{3,05}Al_{0,95})_4O_{10}(OH_{1,90}O_{0,10})_2$
Ms-17	$(K_{0,83}Na_{0,08})_{0,91}(Al_{2,02}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,02})_{2,10}(Si_{3,12}Al_{0,88})_4O_{10}(OH_{1,63}O_{0,37})_2$
Ms-18	$(K_{0,86}Na_{0,08})_{0,94}(Al_{1,93}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,07}Mg_{0,10})_{2,11}(Si_{3,05}Al_{0,95})_4O_{10}(OH_{1,71}O_{0,29})_2$
Ms-30	$(K_{0,84}Na_{0,10})_{0,94}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,11}Mg_{0,10})_{2,16}(Si_{3,10}Al_{0,90})_4O_{10}(OH_{1,55}O_{0,45})_2$

- nedeterminat. **Localizarea probelor**: munții Semenic-Țarcu- Muntele Mic (Hann, 1987): 1 - valea Ogaș; 2 - pârâul Dobrotin; 3 - Dealul Râpi; 4 - Dealul Curcan; munții Lotru: V - Voineasa (Ianovici, 1939); C - Cataracte (Murariu, 1988). munții Cibin: Ms-17 - muscovit verzui, complexul albit+spodumen+cuarț+Li muscovit; Ms-18 - muscovit incolor, complexul cuarț+muscovit (pârâul Conțu); Ms-30 - muscovit din pegmatite feldspatice (pârâul Dinamitierii)(Murariu, 1995 a).

Scanned with OKEN Scanner

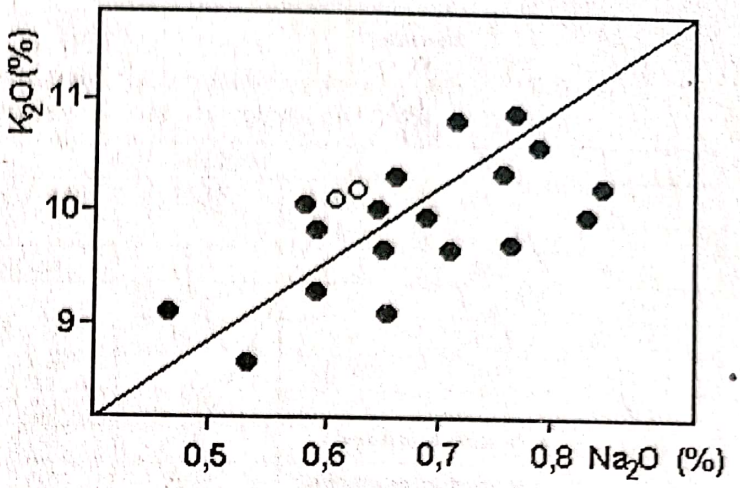


Fig.61. Corelația K_2O:Na_2O în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice: (•) - muscovit din pegmatitele feldspatice şi din cele muscovitice; (○) - muscovit din pegmatitele cu metale rare (albit-spodumenice).

Astfel, curbele termice diferențiale ale muscovitului din pegmatitele subprovinciei Rodna prezintă un efect endotermic caracteristic la temperaturi cuprinse între 882 şi 885°C, când are loc eliminarea grupelor oxidrilice, prinse între straturile octaedrice şi tetraedrice (Murariu, 1979). Această transformare nu determină schimbarea structurii, ci reprezintă o modificare a entalpiei sistemului.

În diagrama de clasificare a micelor (Bailey, 1984; Guidotti, 1984) probele analizate de noi se situează, în marea lor majoritate, în apropierea punctului corespunzător muscovitului ideal (fig. 62). Acest aspect poate fi confirmat şi cu diagrama muscovit:fengit:(feri+feromuscovit) (fig. 63; Murariu, 1979).

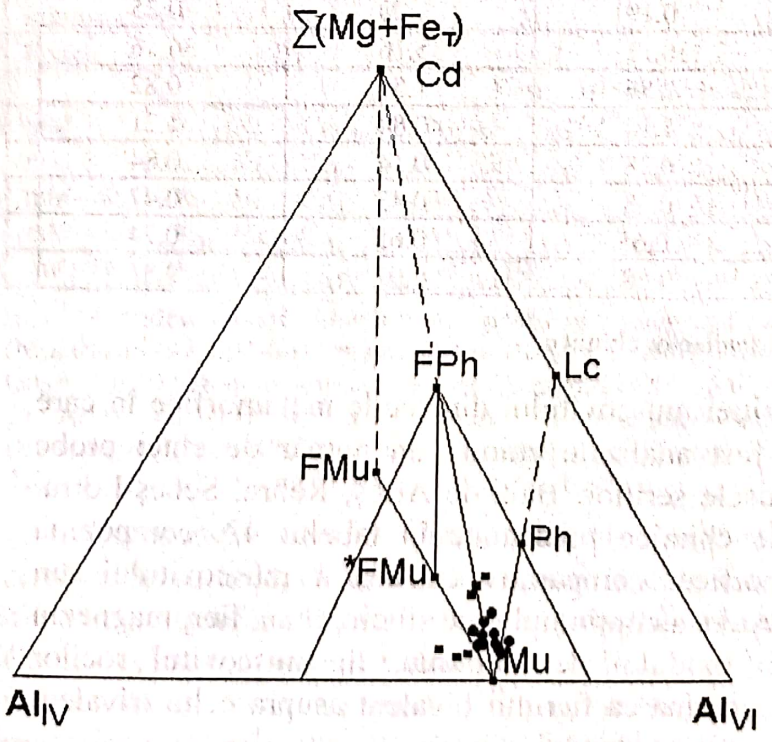


Fig.62. Diagrama de clasificare a micelor: (•) - muscovit din pegmatite; (■) - muscovit din metamorfitele înconjurătoare.

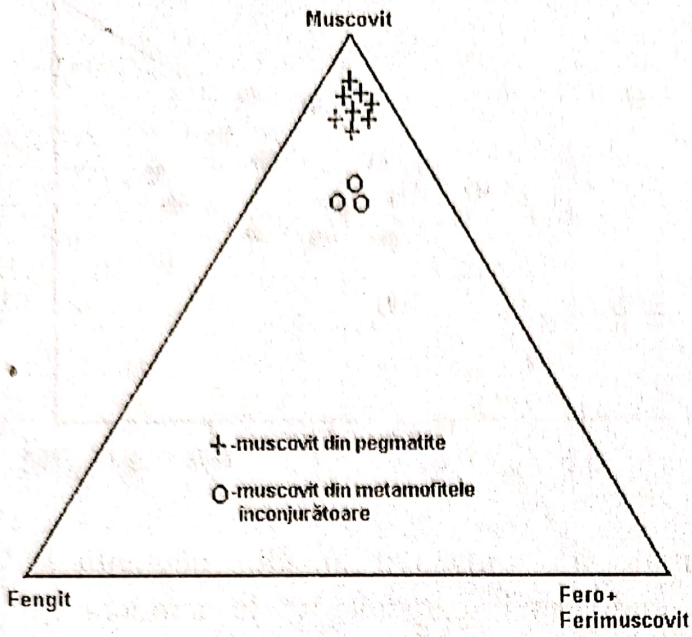


Fig. 63. Diagrama muscovit:fengit:(fero+feri muscovit) pentru muscovitul din pegmatitele şi metamorfitele subprovinciei Rodna.

În tabelul 41 se prezintă conţinutul mediu al oxizilor în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Tabelul 41

Conţinutul mediu al oxizilor în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice

Oxizi (%)	Subprovinciile pegmatitice			
	Preluca (7*)	Rodna (9)	Gilău (7)	Getică (9)
SiO_2	45,33	45,41	45,44	45,30
TiO_2	0,25	0,19	0,20	0,25
Al_2O_3	36,52	36,11	35,16	36,16
Fe_2O_3	0,73	0,86	1,54	0,82
FeO	0,84	1,14	0,84	1,21
MgO	0,42	0,38	0,14	0,84
CaO	0,42	0,58	0,43	0,47
Na_2O	0,77	0,65	0,65	0,74
K_2O	9,26	9,58	9,92	9,81

*În paranteză este trecut numărul analizelor chimice.

Pentru cunoaşterea compoziţiei muscovitului din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele, au fost analizate chimic un număr de cinci probe separate din micaşisturile şi gnaisele seriilor: Baia de Arieş, Rebra, Sebeş-Lotru. După cum rezultă din analizele chimice prezentate în tabelul 42, compoziţia muscovitului din rocile metamorfice, comparativ cu cea a muscovitului din pegmatite, pune în evidenţă o creştere a conţinutului de siliciu, titan, fier, magneziu precum şi o scădere a valorii oxidului de aluminiu. În muscovitul rocilor metamorfice se mai constată predominarea fierului bivalent asupra celui trivalent precum şi un domeniu larg de variaţie a calciului.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 42

Compoziția chimică, normativă și formulele cristalo-chimice ale muscovitului din mezometamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice

	Probe analizate						
	mM-341	mM-377	mM-385	1838	mM-432	mG-16	1470
SiO_2	45,92	46,52	46,46	47,69	45,31	46,51	45,25
TiO_2	1,22	1,10	1,36	0,87	1,02	1,02	0,29
Al_2O_3	32,33	31,45	31,90	30,29	33,60	33,98	33,62
Fe_2O_3	1,22	1,68	1,27	0,97	0,80	0,96	0,79
FeO	2,03	3,27	2,18		2,11	1,72	2,10
MnO	0,02	0,01	0,01	nd	0,03	0,03	0,03
MgO	2,24	2,50	2,53	0,32	1,45	1,02	1,46
CaO	1,90	0,95	1,37	nd	0,75	0,09	0,74
Na_2O	0,90	1,81	0,95	0,29	0,74	1,16	0,73
K_2O	8,10	8,05	9,61	15,03	10,70	9,61	10,71
H_2O^+	3,44	2,13	3,01	4,54	2,39	3,01	2,41
H_2O^-	0,02	0,41	0,26	nd	0,88	0,36	0,88
Total	99,94	99,88	99,98	100	99,98	99,47	99,01
Coeficienți geochimici							
a_{Si}	22	20	20	34	21	20	23
A	31	37	37	50	35	36	33
Al	85	81	84	nd	88	90	88
a_{Ca}	82	91	88	nd	94	99	94
Compoziția normativă (%)							
Muscovit	81,3	77,5	79,5	96,6	86,2	89,2	85,8
Ferimuscovit	2,9	3,5	2,9	2,1	1,8	1,8	1,8
Feromuscovit	5,3	7,9	5,7		5,3	4,2	5,5
Fengit	10,5	11,0	11,9	1,2	6,7	4,7	5,9
Formulele cristalo-chimice							
mM-341	$(K_{0,70}Na_{0,12}Ca_{0,13})_{0,95}(Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,11}Mg_{0,22}Ti_{0,06})_{2,15}(Si_{3,12}Al_{0,88})_4O_{10}(OH_{1,55}O_{0,45})_2$						
mM-377	$(K_{0,66}Na_{0,16}Ca_{0,07})_{0,89}(Al_{1,76}Fe^{3+}_{0,08}Fe^{2+}_{0,18}Mg_{0,25}Ti_{0,05})_{2,32}(Si_{3,21}Al_{0,79})_4O_{10}(OH_{0,98}O_{1,02})_2$						
mM-385	$(K_{0,83}Na_{0,12}Ca_{0,10})_{1,05}(Al_{1,67}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,25}Ti_{0,06})_{2,10}(Si_{3,18}Al_{0,82})_4O_{10}(OH_{1,40}O_{0,60})_2$						
mM-432	$(K_{0,94}Na_{0,09}Ca_{0,05})_{1,08}(Al_{1,89}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,15}Ti_{0,05})_{2,25}(Si_{3,14}Al_{0,86})_4O_{10}(OH_{1,10}O_{0,90})_2$						
mG-16	$(K_{0,83}Na_{0,15})_{0,98}(Al_{1,90}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,09}Mg_{0,10}Ti_{0,05})_{2,18}(Si_{3,17}Al_{0,83})_4O_{10}(OH_{1,36}O_{0,64})_2$						

- nedeterminat; **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Rodna*, seria Rebra (Murariu,1979): mM-341 - valea Rebra (Rb_3^{Sc}); mM-377 - Între Rebre (Rb_3^{Sc}); mM-385 - galeria Guşet (Rb_2);1838-muscovit seria Rebra (Analiză EM); *subprovincia pegmatitică Preluca*, seria Baia de Arieş: mM-432 - Valea Domoşei (Formaţiunea Valea Cavnicului; Murariu şi Maria Dumitrescu,1976); 1470 -Runcuşoare (Formaţiunea Răzoare); *subprovincia pegmatitică Getică*, seria Sebeş-Lotru: mG-16 - pârâul Conţu (Murariu, 1995a).

Comparativ cu distribuția calciului, magneziul prezintă un domeniu mai restrâns de variație, cu valoarea cea mai scăzută caracteristică muscovitului separat din paragnaisele în care sunt localizate pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu-Negovanu, munții Cibin (seria Sebeş-Lotru). Participarea titanului este mai ridicată decât în muscovitul din pegmatite şi poate fi corelată cu: gradul de metamorfism, prezența sau absența fazelor saturate în titan (rutil, ilmenit) sau cu

Scanned with OKEN Scanner

efectele compoziției globale, mai ales dacă muscovitul provine din medii saturate în aluminiu. În muscovitul din micașisturile seriei Rebra din munții Rodna, Murariu (1979) a pus în evidență o scădere a conținutului de titan o dată cu creșterea valorii aluminiului octaedric. În general, conținutul de potasiu este mai scăzut decât al muscovitului pegmatitic, iar valoarea maximă de sodiu nu întrece conținutul teoretic. Datele analitice mai scot în evidență conținuturi mai scăzute de apă; în muscovitul micașisturilor seriei Rebra (munții Rodna), curbele termice diferențiale prezintă efectul endotermic la temperaturi cuprinse între 860 și 884°C (Murariu, 1979).

Comparativ cu valorile obținute de noi pe cale chimică, analiza cu microsonda electronică a unei probe de muscovit prelevată din micașisturile seriei Rebra din Munții Rodnei indică valori mai mari de SiO_2, K_2O și mai scăzute de Al_2O_3, MgO și Na_2O (tabelul 42; Emilia Mosonyi, 1999).

Diagrama de variație a oxizilor în muscovitul separat din pegmatite și din rocile metamorfice înconjurătoare confirmă asemănarea în compoziție a muscovitelor separate din pegmatitele celor patru subprovincii precum și o ușoară deosebire a acestora față de muscovitul rocilor metamorfice înconjurătoare. Un alt mod de exprimare a variației comparative a compoziției muscovitului din pegmatite și din micașisturile înconjurătoare rezultă din profilul geochimic efectuat pe valea Rebra, Munții Rodnei (fig.64).

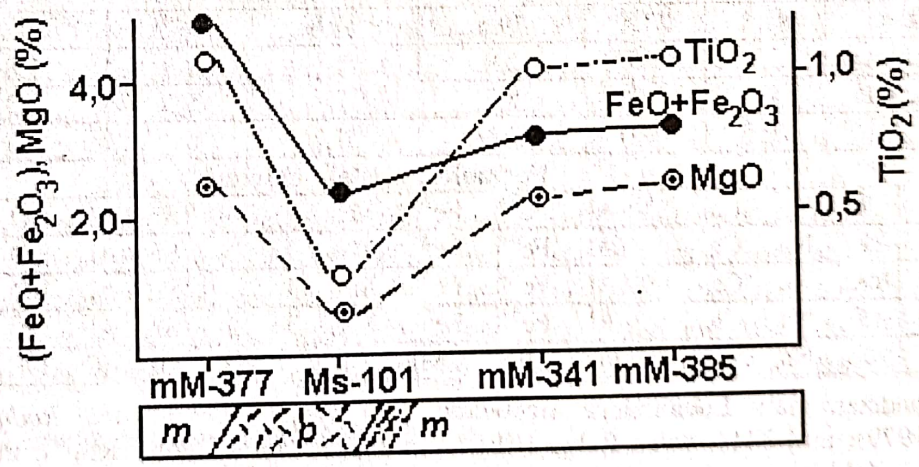


Fig. 64. Profil geochimic cu variația conținuturilor de TiO_2, MgO și $(FeO+Fe_2O_3)$ în muscovitul din corpul pegmatitic Între Rebre (p) și din micașisturile înconjurătoare (m) (subprovincia pegmatitică Rodna).

Examinarea acestui profil pune în evidență grafic și confirmă, totodată, conținuturile mai scăzute de titan, fier și magneziu ale muscovitului pegmatitic.

În diagrama Miyashiro (1976), conținuturile de Al_2O_3 și $FeO+Fe_2O_3$ situează muscovitul din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice, în domeniul compozițional caracteristic muscovitelor cu grad mediu și ridicat de metamorfism (fig. 65).

Scanned with OKEN Scanner

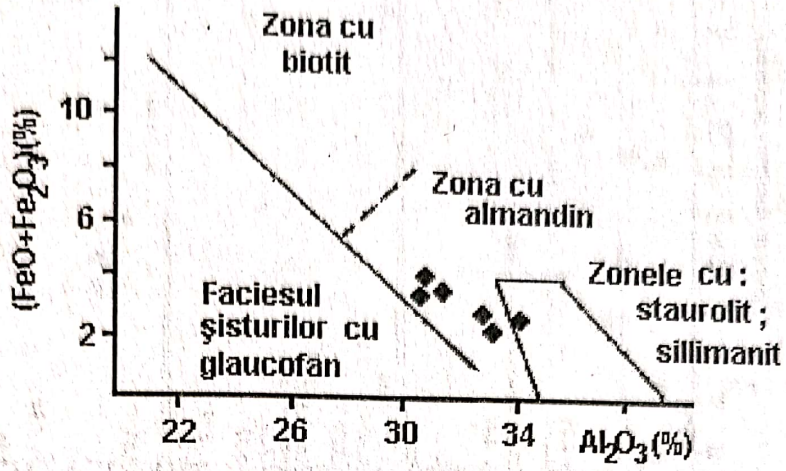


Fig. 65. Diagrama ($FeO+Fe_2O_3$):Al_2O_3 pentru muscovitul din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice.

Analiza cu microsonda elecronică a unei probe de mica de culoare verzuie din metamorfitele formaţiunii Voşlăbeni (Rb_2) a seriei Rebra din munţii Rodna (Pârâul Guşet) a pus în evidenţă un conţinut de 3,5 % Na_2O, care depăşeşte valoarea de participare maximă a acestui oxid în muscovit. Acest aspect sugerează prezenţa unui termen al seriei muscovit-paragonit: $Ms_{45,7}Pg_{45,6}$ care mai conţine şi 8,6 % margarit. Proba analizată se apropie sugestiv în conţinut de valorile teoretice pentru paragonit în cazul silicei (48,71 % SiO_2) şi a aluminei (39,84 % Al_2O_3), dar diferă semnificativ pentru oxidul de sodiu care este prezent într-o cantitate mult mai mică decât cea teoretică (8,11 % Na_2O). Conţinutul de fier este destul de scăzut (0,75 % FeO-ca fier total) şi împreună cu absenţa magneziului sugerează că substituţia Tschermak este slabă. Formula cristalochimică a probei analizate este:

$$(K_{0,477}Na_{0,459}Ca_{0,087})_{1,023}(Fe_{0,042}Ti_{0,023}Al_{2,472})_{2,537}(Si_{3,295}Al_{0,705})_4O_{10}(OH)_2$$

Spectrul de radiaţie al muscovit-paragonitului din figura 66 indică prezenţa politipului $2M_1$.

Datele analitice au permis calcularea formulelor cristalochimice ale muscovitului pegmatitic (tabelele 37, 38 b, 39 şi 40) precum şi a celui separat din rocile metamorrfice înconjurătoare (tabelul 42). Din examinarea formulelor cristalochimice se constată poziţia dublă a aluminiului: octaedric (Al_{VI}) şi tetraedric (Al_{IV}) precum şi participarea, în limite destul de largi, a elementelor din poziţia *X*: 0,8-1,14 (muscovit pegmatitic) şi 0,85-1,08 (muscovit din metamorfite).

Examinarea intervalului de variaţie a participării elementelor în poziţia *X* a formulelor cristalochimice ale muscovitelor din pegmatitele provinciei Carpatice evidenţiază existenţa în unele probe a unui deficit de alcalii care poate fi corelat cu excesul de aluminiu în poziţia *Y*, ceea ce corespunde unei substituţii cu deficit de alcalii, după schema (Henry şi Guidotti, 1985) (fig. 67):

$$Na_X + Mg_Y = Al_Y + \square_X$$

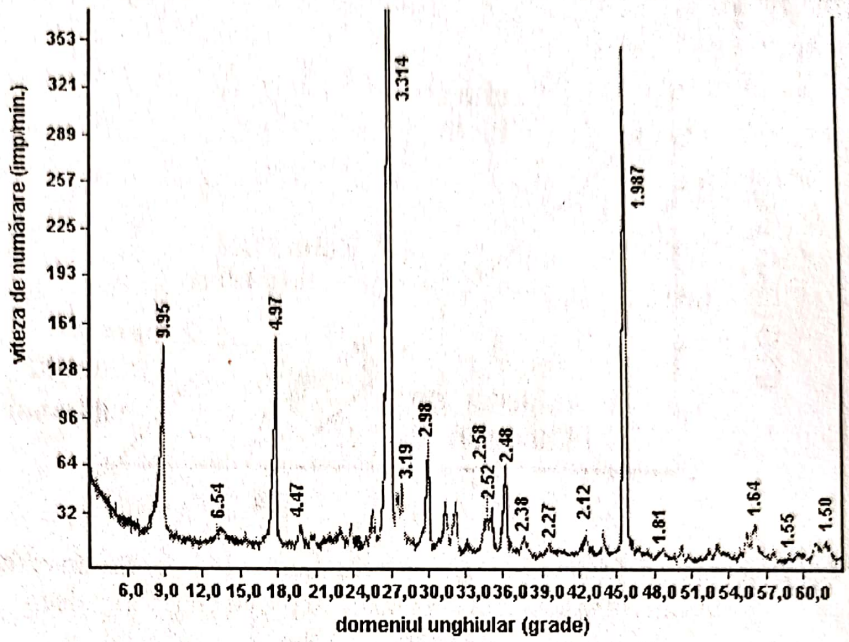


Fig. 66 . Spectrul RX al muscovit-paragonitului din metamorfitele formațiunii Rb_2, a seriei Rebra din Munții Rodnei.

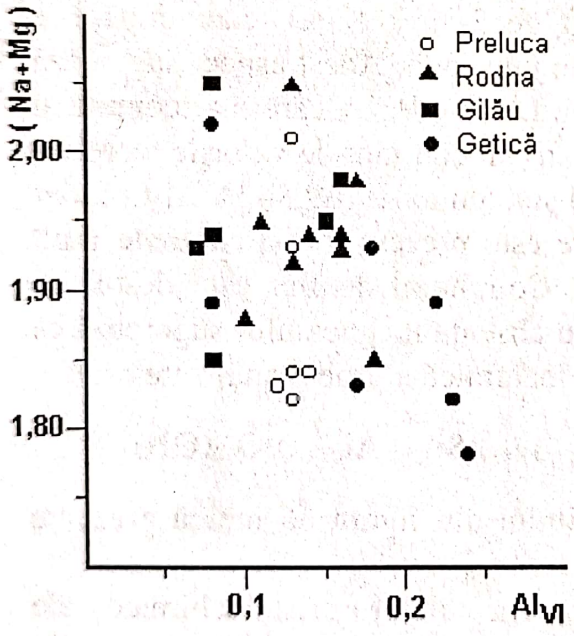


Fig. 67. Diagrama (Na+Mg):Al_{VI} pentru muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

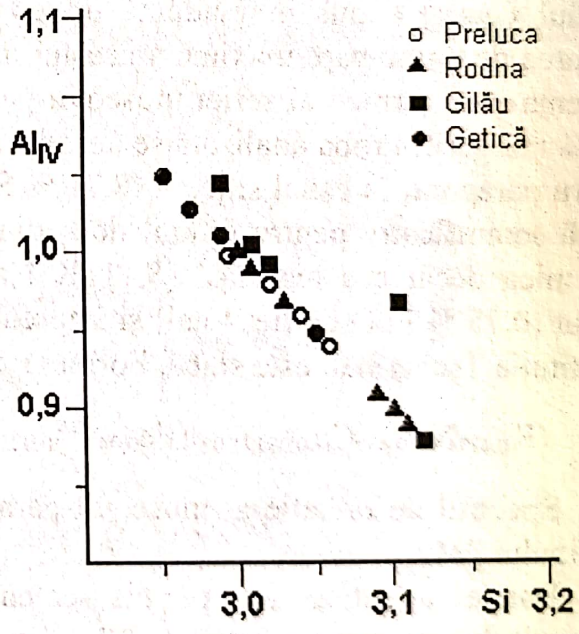


Fig. 68. Corelația Al_{IV}:Si în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Pentru poziția *X* mai pot fi luate în considerare şi substituțiile metalelor alcaline prin Ca^{2+}, Ba^{2+} (însoțite de vacanțe), H_3O^+.

Corelațiile negative Al_{IV}:Si (fig. 68) şi (Fe^{2+}+Mg+Mn):Al_{VI} (fig. 69) din muscovitele pegmatitelor provinciei Carpatice indică posibilitatea manifestării substituției de tip Tschermak sau fengitică, care are loc conform schemei:

$$(Fe^{2+}+Mg+Mn)_{VI} + Si_{IV} = Al_{VI} + Al_{IV}$$

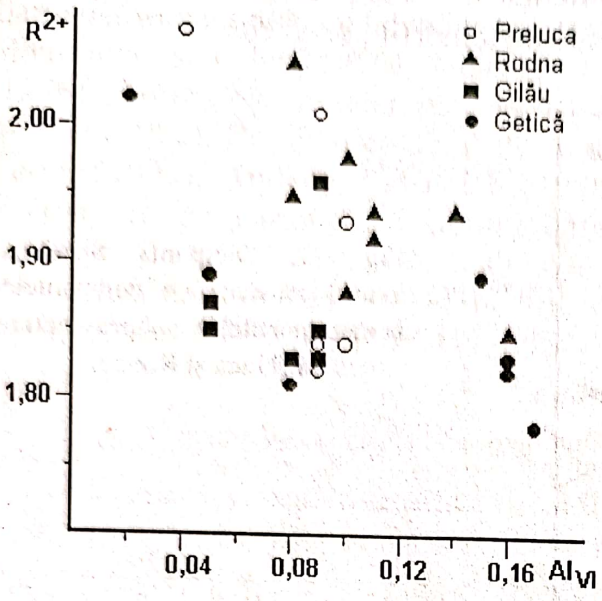


Fig. 69. Corelația R^{2+}:Al_{VI} în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

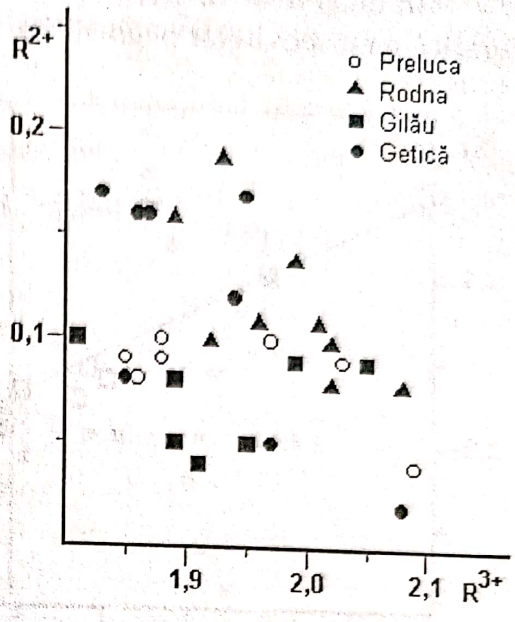


Fig.70. Corelația R^{2+}:R^{3+} în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Corelația negativă dintre suma elementelor bivalente şi suma elementelor trivalente din poziția de coordonare octaedrică a muscovitelor confirmă manifestarea unei substituții de tipul di-tri-octaedric (fig. 70):

$$R^{3+}{}_{VI} = R^{2+}{}_{VI}$$

Substituția ferimuscovitică: $Fe^{3+}{}_{VI} = Al_{VI}$ limitează substituția Na = K şi poate avea efect asupra moleculei de paragonit care devine mai săracă în potasiu.

Conținuturile de aluminiu tetraedric şi octaedric situează muscovitele analizate în diagrama din figura 71 în câmpurile caracteristice rocilor din care au fost separate.

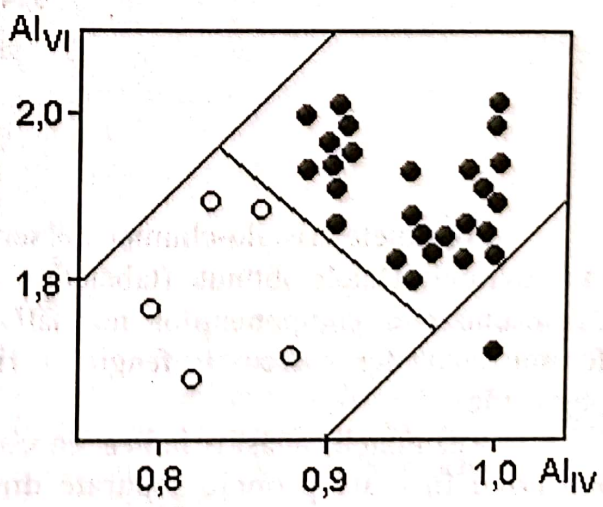


Fig. 71. Corelația Al_{VI}:Al_{IV} în muscovitul din pegmatitele (●) şi din metamorfitele (○) provinciei Carpatice.

În diagrama Si:Al_{VI+IV} (fig.72) se evidenţiază o altă posibilitate de separarea grafică a muscovitelor pegmatitice de cele ale metamorfitelor-gazdă.

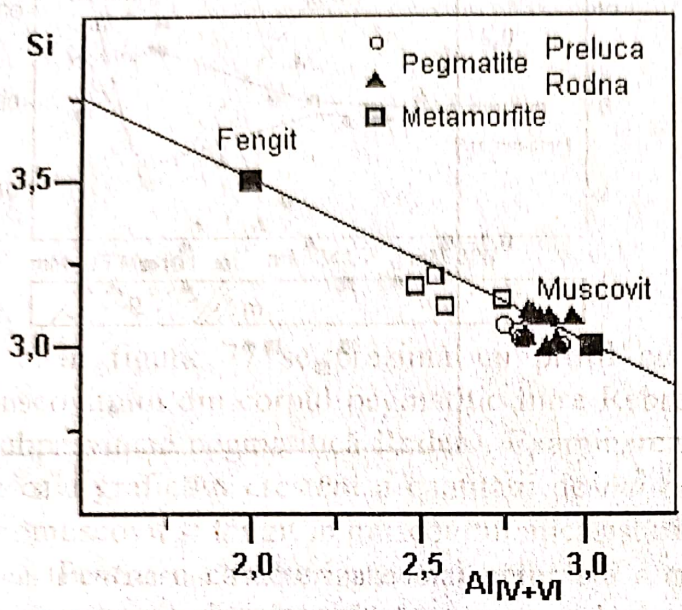


Fig. 72. Diagrama Si:Al_{IV+VI} pentru muscovitele pegmatitelor şi metamorfitelor subprovinciilor Preluca şi Rodna.

Alte corelaţii caracteristice compoziţiei muscovitului pegmatitic sunt prezentate în diagramele: Mg: Al_{VI} (fig.73); (Al_{IV}+Al_{VI}): (R^{2+}+Si) (fig.74).

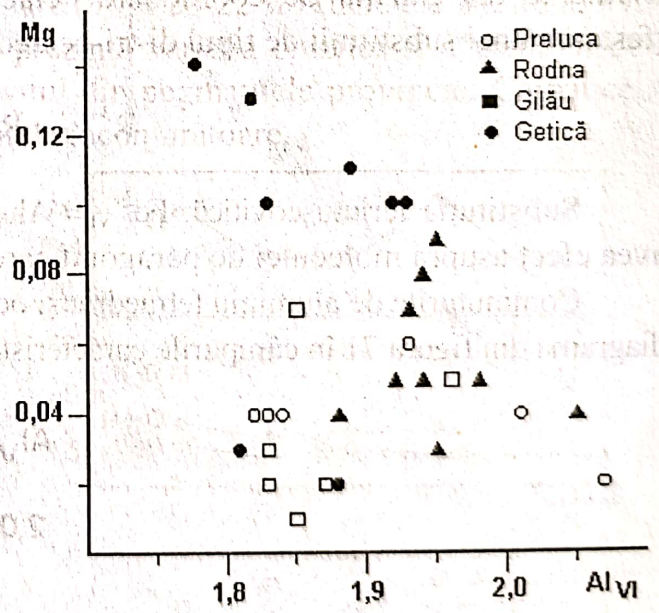


Fig.73. Corelaţia Mg:Al_{VI} în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

Formulele cristalo-chimice au servit la calcularea compoziţiei normative a muscovitului. Datele obţinute (tabelele 37, 38 a, 39, 40 şi 41) precum şi diagramele de însumare a componenţilor normativi (fig.75) arată conţinuturi scăzute de ferimuscovit, feromuscovit, fengit şi ridicate de *muscovit* în muscovitul din pegmatite.

Rezultatele noastre indică un conţinut destul de constant de component *muscovit* în toate probele separate din cele patru subprovincii pegmatitice.

Scanned with OKEN Scanner

Se remarcă, însă, unele conţinuturi diferite de ferimuscovit, feromuscovit şi fengit, cu valori mai ridicate în muscovitul din metamorfite (fig.76).

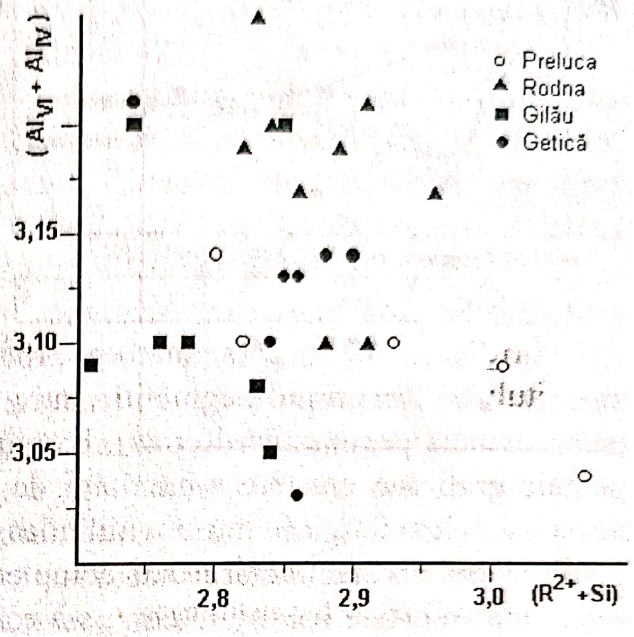


Fig.74. Corelaţia $(Al_{VI}+Al_{IV}):(R^{2+}+Si)$ în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

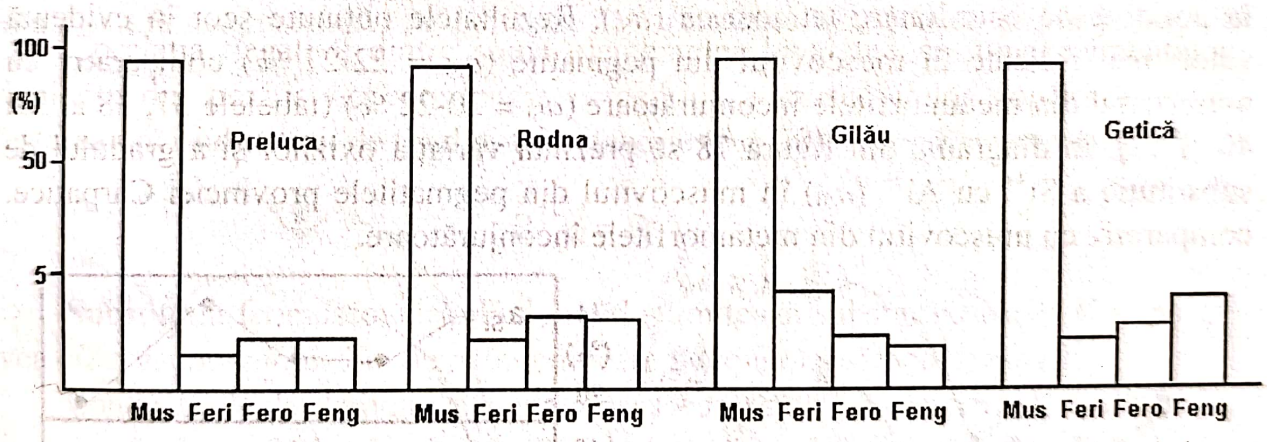


Fig. 75. Diagrama de însumare a componenţilor normative pentru muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatrice.

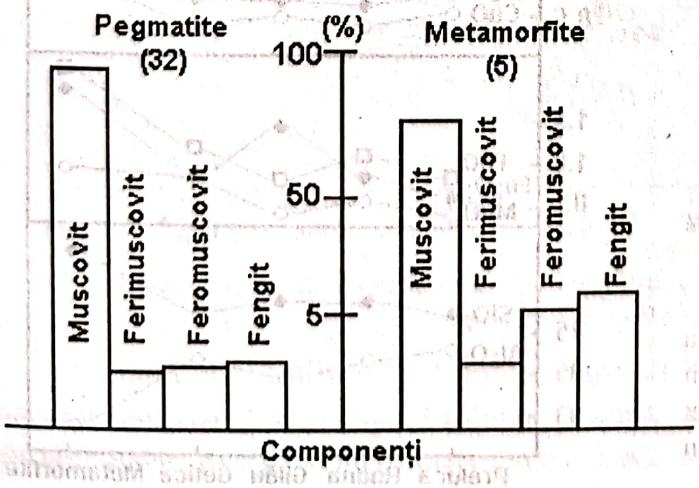


Fig. 76. Diagramă comparativă de însumare a componenţilor normativi ai muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice şi din metamorfitele înconjurătoare.

Scanned with OKEN Scanner

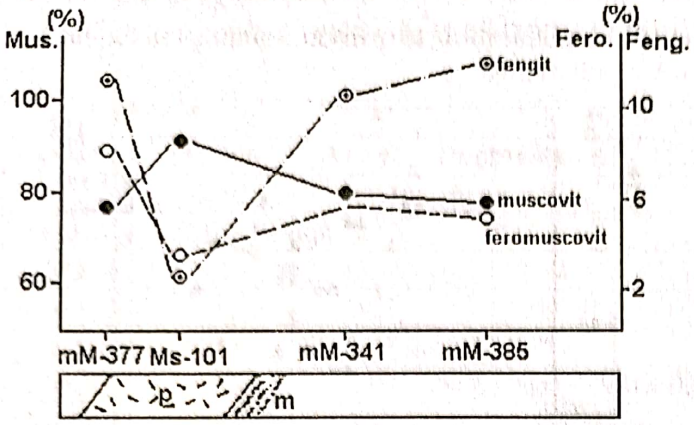


Fig.77. Profil cu variaţia conţinutului de muscovit, feromuscovit şi fengit în muscovitul din corpul pegmatitic Între Rebre *(p)* şi din micaşisturile înconjurătoare *(m)* (subprovincia pegmatitică Rodna).

În figura 77 se prezintă un profil cu variaţia compoziţiei normative a muscovitului din corpul pegmatitic Între Rebre şi din micaşisturile înconjurătoare (subprovincia pegmatitică Rodna). Examinarea acestui profil scoate în evidenţă şi pe cale grafică o creştere a cantităţii de *muscovit* în muscovitul pegmatitic şi de feromuscovit şi fengit în muscovitul micaşisturilor înconjurătoare.

Pentru o caracterizare mai completă a muscovitului din pegmatitele şi din rocile metamorfice înconjurătoare, s-a calculat gradul de substituţie a Si^{4+} cu Al^{3+} în poziţiile de coordonare tetraedrică (a_{Si}). Rezultatele obţinute scot în evidenţă valori mai ridicate în muscovitul din pegmatite (a_{Si} = 22-27 %) comparativ cu muscovitul din metamorfitele înconjurătoare (a_{Si} = 20-22 %) (tabelele 37, 38 a, 39, 40 şi 42). În diagrama din figura 78 se prezintă variaţia oxizilor şi a gradului de substituţie a Si^{4+} cu Al^{3+} (a_{Si}) în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice, comparativ cu muscovitul din metamorfitele înconjurătoare.

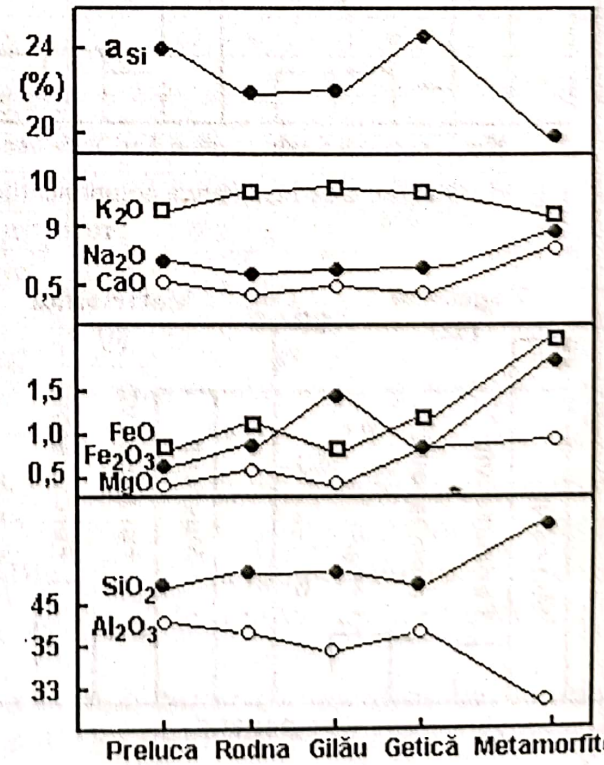


Fig. 78. Diagrama de variaţie a oxizilor şi a gradului de substituţie a Si^{4+} cu Al^{3+} (a_{Si}) în muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice, comparativ cu muscovitul din micaşisturile înconjurătoare (valori medii).

Scanned with OKEN Scanner

Cele două tipuri de muscovite diferă şi după valorile alcalinităţii (*A*). Demne de menţionat sunt valorile scăzute ale alcalinităţii muscovitelor din pegmatitele argilizate ale subprovinciei Preluca (*A* = 23-24 mol.%; tabelul 37) şi indexul felsitic mai ridicat al muscovitului din gnaise (a_{Ca} = 99 %), comparativ cu muscovitul din micaşisturi (a_{Ca} = 82-94 %; tabelul 42).

Spectrele în IR ale muscovitului din pegmatitele subprovinciilor Rodna şi Preluca prezintă benzi de absorbţie caracteristice acestui mineral (fig.79; Murariu, 1979; 1983). În domeniul 400-1800 cm^{-1}, benzile de absorbţie specifice muscovitului sunt cele de la 535 cm^{-1}, 930 cm^{-1} şi 1635 cm^{-1}. Prima este atribuită vibraţiilor de valenţă Si-O-Al_{VI}, iar următoarele corespund legăturiilor Al-OH şi OH-O. Banda de absorbţie de la 750 cm^{-1} confirmă posibilitatea de substituţie a aluminiului de către bor, iar cea de la 1438 cm^{-1} indică prezenţa NH_4^+.

O altă posibilitate de caracterizare a muscovitului o reprezintă identificarea politipilor mineralului. Acest aspect a fost urmărit de Stumbea (1994) pentru muscovitele pegmatitelor districtului Valea Iara-Muntele Rece din subprovincia pegmatitică Gilău-MunteleMare. În ultimul timp, investigarea politipilor muscovitului a fost aborbată de noi şi pentru muscovite prelevate din pegmatitele subprovinciilor Preluca şi Rodna. Rezultatele obţinute evidenţiază predominarea muscovitelor reprezentate de politipul $2M_1$ (termen dezordonat) asupra politipului 3T (termen ordonat).

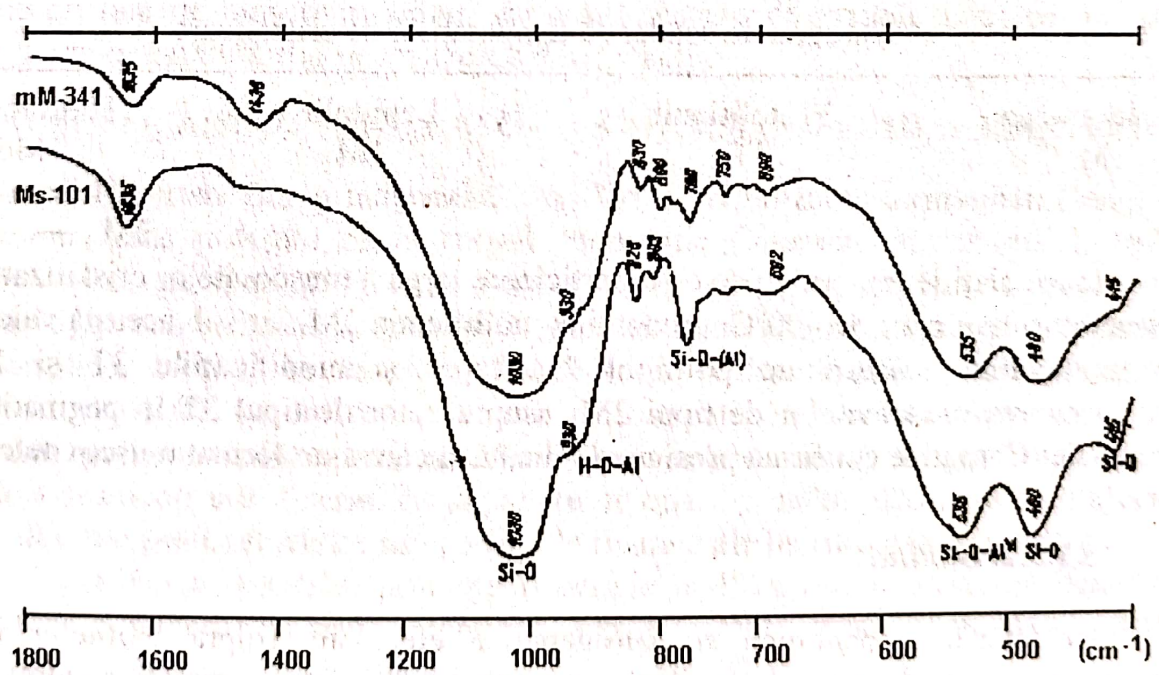


Fig.79. Specrele IR ale muscovitului din pegmatitele (Ms-101) şi din micaşisturile (mM-341) subprovinciei Rodna.

Compararea liniilor de difracţie obţinute pentru unele probe de muscovite ale pegmatitelor subprovinciei Preluca, Rodna şi Gilău - Muntele Mare cu cele publicate de Bailey (1984), scoate în evidenţă asemănări clare (tabelul 43).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 43

Liniile de difracţie ale unor probe de muscovit din pegmatitele provinciei Carpatice

nkl	Subprovincia pegmatitică				Muscovit Bailey (1984)
	Preluca	Rodna	Gilău *		
	Politipul $2M_1$				
111	4,304	4,298	4,294	4,304	4,29
022	4,110	4,103	4,097	4,127	4,09
113	3,870	3,875	3,859	3,879	3,88
023	3,735	3,719	3,709	3,719	3,72
114	3,494	3,492	3,490	3,480	3,49
114	3,208	3,186	3,187	3,209	3,20
025	2,984	2,984	2,984	2,984	2,98
115	2,856	2,854	2,852	2,856	2,86
116	2,800	2,791	2,778	2,786	2,79
206	2,131	2,141	2,125	2,141	2,15
	Politipul 3T				
104	3,864	3,867	3,869	3,864	3,87
108	2,896	2,891	2,854	2,890	2,88

*Stumbea (1994).

În conformitate cu datele prezentate de Pavlişin (1983), evoluţia modificaţiilor micelor în pegmatitogeneză are loc după schema:

Direcţia de scădere a temperaturii de cristalizare

Lepidomelan 1M	Protolitionit 3T	Lepidolit 1M	Hidromice 1Md
			Muscovit $2M_1$ — 3T

În asociaţiile mineralogice cu o participare largă a muscovitelor cristalizate la temperaturi mai mari de 400°C, predomină modificaţia $2M_1$ iar sub această valoare de temperatură, alături de politipul $2M_1$ apar şi modificaţiile 3T şi 1M. Predominarea muscovitelor de tipul $2M_1$ asupra celor de tipul 3T în pegmatitele provinciei Carpatice confirmă presiunea ridicată la care s-au format muscovitele.

3.1.3.2. *Biotitul*

Cercetările geochimice şi petrogenetice efectuate asupra biotitelor i-au condus pe o serie de autori la evidenţierea unor corelaţii între compoziţia chimică a acestora şi tipurile de roci în care apar (Heinrich, 1946; Nockolds, 1947; Engel şi Engel,1960; Margaret Foster, 1960; Korikovski, 1965; Gokhale, 1968, Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; Lazebnik, 1973; Dobreţov şi colab., 1977; Spear, 1993 etc.). În acelaşi timp, distribuţia geochimică a elementelor majore şi minore din biotite a fost utilizată cu succes şi în explicarea şi stabilirea condiţiilor termo-

Scanned with OKEN Scanner

dinamice de formare a rocilor (Oftedahl, 1943; Wones şi Eugster, 1965; Perciuk, 1968; Znamenski şi colab., 1971; Dagelaiski şi Krîlova, 1973; Spear, 1993; Miyashiro, 1994 etc.). Aceste aspecte au fost urmărite şi la noi în ţară de către Savu şi colab. (1967), Pomârleanu şi Murariu (1975), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976) Murariu (1979, 1994, 1995 a), Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980), Radu şi colab. (1997), Murariu şi colab.(1997, 1998 a şi 1999 a).

În pegmatitele provinciei Carpatice, biotitul apare ca mineral subordonat, sub formă de lamele de dimensiuni variabile (foto 15), care pot atinge uneori 20 cm^2 (Bouţari-Munţii Poiana Ruscă, Cataracte-munţii Lotru, subprovincia pegma- titică Getică). În majoritatea pegmatitelor, biotitul este prezent, alături de plagioclazi, în zona marginală a corpurilor pegmatitice, fiind caracteristic stadiului iniţial (*I*) de cristalizare a pegmatitelor. În pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), biotitul din zona de contact cu micaşisturile conţine cristale idiomorfe, lung şi scurt-prismatice de schörlit. În pegmatitele localizate în calcare dolomitice (subprovincia pegmatitică Preluca), biotitul din zona de contact a fost transformat parţial în pennin şi în vermiculit (Kalmár, 1973). În corpurile pegmatitice zonate (Teregova, Cataracte – subprovincia pegmatitică Getică; valea Rebra -- subprovincia pegmatitică Rodna etc.), biotitul apare şi în părţile interne ale corpurilor pegmatitice, unde a suferit însă o muscovitizare parţială sau totală, o dată cu creşterea presiunii vaporilor de apă. Mărturia deferizării este vizibilă atât macroscopic cât şi microscopic, sub forma unor pete brunii biotitice, conţinute de unele cristale de muscovit, alături de o aglomerare de cristale mici de hematit. Muscovitizarea biotitului se realizează după reacţia:

$$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + Al_2O_3 \rightarrow KAl_2(AlSi_3O_{10}))(OH)_2 + 3(Mg,Fe)O$$

şi pune în libertate fier şi magneziu, care duc la cristalizarea turmalinei. Demn de menţionat este şi faptul că în corpul pegmatitic Cataracte din munţii Lotrului (subprovincia pegmatitică Getică), biotitul apare frecvent concrescut cu muscovitul (foto 16) şi uneori în masa structurilor grafice. În zonele marginale ale corpurilor pegmatitice, biotitul se asociază frecvent cu feldspaţi plagioclazi, muscovit, granaţi, turmalină, iar în părţile interne cu microclin, muscovit, cuarţ, turmalină, granaţi, apatit, spodumen, beril etc. Biotitul are culoare brună, neagră-brună, clivaj perfect şi uneori este fisurat, cu depunere de cuarţ şi calcit. Cloritizarea a afectat mai ales marginile lamelelor sau porţiunile fisurate ale biotitului larg cristalizat.

Examinarea biotitului prin spectroscopie în IR a pus în evidenţă benzi de absorbţie caracteristice acestui mineral: 405, 672, 760, 1000, 1640, 3440, 3610, 3650 cm^{-1} (Murariu, 1979; Ungureanu şi Murariu, 1991).

În micaşisturile şi gnaisele în care sunt localizate pegmatitele, biotitul are dimensiuni mai mici şi se dezvoltă sub formă de lamele fine, dispuse frecvent paralel cu şistozitatea rocilor, întrerupte uneori de granoblaste de granat almandinic. Subordonat mai apare şi un biotit transversal, intens cloritizat. Biotitul se asociază cu cuarţ, feldspaţi, granaţi, muscovit, staurolit, disten şi conţine

incluziuni fine de zircon; uneori apare ca incluziuni în granaţi, alături de apatit şi cuarţ.

Compoziţia chimică a biotitelor din pegmatitele provinciei Carpatice şi din metamorfitele înconjurătoare, indică următoarele limite de variaţie a oxizilor (%):

Biotit din pegmatite	Oxizi	Biotit din metamorfite
34,28 – 38,30	SiO_2	34,11 – 41,21
0,30 – 1,50	TiO_2	1,06 – 2,21
17,01 – 24,70	Al_2O_3	17,87 – 26,17
0,69 – 10,02	Fe_2O_3	0,54 – 7,16
13,09 – 21,42	FeO	11,18 – 19,00
5,83 – 13,98	MgO	6,69 – 11,70
0,04 – 2,22	CaO	0,12 – 2,90
0,02 – 1,43	Na_2O	0,02 – 0,99
6,32 – 11,37	K_2O	6,85 – 8,90

Aspectul chimic principal pe care îl reflectă compoziţia biotitului din pegmatite îl constituie conţinutul semnificativ de fier bivalent şi de magneziu (tabele 44, 45 şi 46). Valorile mai scăzute de fier bivalent caracterizează biotitul parţial muscovitizat din corpul pegmatitic de la Crişeni (subprovincia pegmatitică Gilău) precum şi biotitul din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu-Negovanu, munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică).

Datele analitice arată că biotitele conţin 34,28-38,30 % SiO_2, indicând prin aceasta o variaţie normală pentru acest mineral. Rezultatele cercetărilor întreprinse de Znamenski şi colab. (1971) au stabilit faptul că conţinutul de titan al biotitului din pegmatitele de origine magmatică este mai ridicat decât cel al biotitului din pegmatitele metamorfice. Valorile obţinute de noi pentru conţinutul de titan al biotitelor din pegmatitele provinciei Carpatice se apropie de cel caracteristic pentru biotitul pegmatitelor de origine metamorfică (tabelul 47).

Pătrunderea titanului în biotit poate avea loc după următoarele scheme de substituţie:

$$2(Mg,Fe)^{2+}_{VI} = Ti^{4+}_{VI} + \square_{VI}$$
$$(Mg, Fe)^{2+}_{VI} + 2Si^{4+}_{IV} = Ti^{4+}_{VI} + 2(Al, Fe)^{3+}_{VI}$$
$$(Mg, Fe)^{2+}_{VI} + 2(OH)^{-} = Ti^{4+}_{VI} + 2O^{2-}$$

Corelaţia pozitivă dintre conţinutul de titan şi suma alcaliilor în biotitul din unele pegmatite ale provinciei Carpatice este redată gafic în figura 80.

Rezultatele analizelor mai scot în evidenţă faptul că, în toate probele, valoarea oxidului feros este cu mult mai mare decât cea a oxidului feric. În general, conţinuturile ridicate de fier ale biotitelor sunt însoţite de valori corespunzătoare de titan (fig. 81). Conţinutul de magneziu al biotitelor analizate este destul de constant; în unele probe, valorile mai scăzute de magneziu sunt însoţite de cantităţi mai mici de fier.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 44

Compoziţia chimică a biotitului din pegmatitele subprovinciei Rodna (Rb^{Sc}_3)

%	Probe analizate						
	B-85	B-91	B-141	B-351a	B-351b	B-381	B-396
SiO_2	36,80	37,04	36,13	37,32	36,90	36,86	37,12
TiO_2	1,36	1,36	1,50	0,92	0,78	1,33	0,92
Al_2O_3	19,11	18,85	18,35	19,10	19,65	17,40	19,13
Fe_2O_3	3,60	4,26	5,40	3,40	3,52	5,95	2,80
FeO	18,90	17,74	18,80	19,86	18,90	18,80	19,20
MnO	0,27	0,30	0,26	0,23	0,21	0,27	0,21
MgO	6,61	6,75	6,00	5,83	6,00	6,30	6,73
CaO	1,80	1,56	1,90	2,22	1,80	1,77	1,11
Na_2O	0,19	0,25	0,34	0,21	0,21	0,19	0,20
K_2O	8,35	8,60	8,86	8,30	8,10	8,85	8,85
H_2O^+	1,41	1,81	1,78	1,84	2,50	1,61	1,92
H_2O^-	0,69	0,63	0,42	0,45	0,62	0,60	0,42
Rest	0,91	0,85	0,26	0,33	0,81	0,07	1,39
Coeficienţi geochimici							
F	63	62	66	67	65	65	63
M	38	40	36	34	36	37	38
t	3,6	3,7	3,8	2,6	2,2	3,5	2,6
A	49	51	55	48	46	51	51
f_O	14	17	20	13	14	22	12
a_{Si}	28	29	29	27	29	27	29
a_{VI}	20	18	18	20	21	17	20

Localizarea probelor: B-85 - biotit asociat cu turmalină+feldspaţi, valea Rebra; B-91 - biotit parţial muscovitizat, Scărişoară; B-141 - biotit asociat cu turmalină + cuarţ + muscovit din zona marginală a corpului pegmatitic Scărişoara; B-351a - biotit asociat cu turmalină+granat+cuarţ, zona marginală. Între Rebre; B-351b - biotit asociat cu turmalină+feldspaţi+cuarţ, Între Rebre (acoperiş); B-381 - biotit asociat cu plagioclazi+muscovit, Scărişoara; B-396 - biotit concrescut cu muscovit, Pascaru.

Tabelul 45

Compoziţia chimică a biotitului din pegmatitele subprovinciilor Preluca şi Gilău

%	Probe analizate					
	B-418*	B-434*	B-467	B-510	B-540	B-1483*
1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37,97	37,60	35,94	38,28	38,30	37,82
TiO_2	0,30	1,32	0,81	1,30	0,46	1,10
Al_2O_3	23,79	24,70	19,93	19,48	17,01	22,11
Fe_2O_3	3,69	0,69	2,16	4,56	0,76	4,67

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 45 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7
FeO	14,57	17,29	21,42	18,92	13,54	13,09
MnO	0,09	0,04	0,14	0,24	0,14	0,60
MgO	6,17	6,81	6,61	7,44	13,98	8,12
CaO	1,00	0,44	0,94	0,73	0,51	0,50
Na_2O	0,08	0,20	1,43	0,37	0,26	0,12
K_2O	7,70	8,40	7,93	6,32	11,37	8,90
H_2O^+	3,63	2,40	2,11	1,61	1,98	2,55
H_2O^-	1,24	0,62	0,40	0,51	1,32	0,68
Rest	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00
Coeficienți geochimici						
F	59	60	65	60	36	51
M	43	40	35	41	64	52
t	1,0	3,0	2,0	3,2	1,1	3,0
A	35	38	54	38	74	44
f_o	18	3	8	17	5	24
a_{Si}	29	29	29	26	25	29
a_{VI}	32	34	21	22	17	27

* Analist: Aurelia Movileanu. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca*: câmpul pegmatitic Copalnic (formațiunea Valea Cavnicului): B-418 - biotit asociat cu cuarț + muscovit + microclin, Valea Pleșii; B-434 - biotit asociat cu muscovit+cuarț+microclin, valea Pleșii; câmpul peg-matitic Răzoare: B-467 - biotit asociat cu feldspați+cuarț+muscovit+granați, filonul Ciungi (forma-țiunea Răzoare); *subprovincia pegmatitică Gilău-Munțele Mare*: districtul pegmatitic Someșul Rece-valea Iara: B-510 - biotit asociat cu cuarț+feldspați+muscovit, zona marginală, valea Iara; B-540 – biotit larg cristalizat, zona intermediară, valea Calului; B-1483 - biotit parțial muscovitizat, Crișeni.

Tabelul 46

Compoziția chimică a biotitului din pegmatitele subprovinciei Getice

%	Probe analizate						
	B-20	**B-34**	**BC***	**7****	**8****	**9****	**10****
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	37,33	36,55	35,39	35,39	35,61	34,28	34,47
TiO_2	0,91	0,90	0,08	1,20	1,24	1,35	1,20
Al_2O_3	17,90	19,10	19,21	20,69	20,35	18,60	18,70
Fe_2O_3	8,97	10,02	6,54	2,77	8,66	7,97	3,50
FeO	14,71	14,83	19,01	19,86	15,41	15,90	20,64
MnO	0,19	0,06	0,37	0,26	0,34	0,11	0,12
MgO	9,09	7,77	7,89	6,60	5,90	8,90	6,80
CaO	0,17	0,04	0,16	0,70	0,55	1,40	1,75

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 46 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,02	0,13	1,26	0,10	0,08	0,10	0,20
K_2O	8,90	8,22	7,86	9,00	9,00	7,80	8,50
H_2O^+	1,85	2,01	2,09	2,50	2,05	3,21	2,10
H_2O^-	0,05	0,29		0,90	0,58	2,00	0,78
Rest	0,91	0,08	0,14	0,03	0,23	0,38	0,24
Coeficienți geochimici							
F	53	57	57	64	64	61	64
M	52	48	45	37	40	43	37
t	2,2	2,3	0,2	3,1	3,5	3,7	3,0
A	55	44	51	47	48	46	50
f_O	35	37	23	11	33	31	13
a_{Si}	27	29	30	32	30	35	32
a_{VI}	17	18	17	20	23	20	22

* Ianovici (1939); ** Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980). **Localizarea probelor**: pegmatite albit-spodumenice, câmpul Conţu-Negovanu (Murariu, 1994-1995a): B-20 - zona marginală (galeria II); B-34 - zona intermediară (galeria II); pegmatite feldspatice şi muscovitice: BC - corpul pegmatitic Cataracte; 7* - Bouţari; 8* - Voislova; 9* şi 10* - Armeniş (carieră).

Tabelul 47

Limitele de variaţie şi conţinutul mediu de TiO_2 în biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice

Localizare	TiO_2 (%)	Limitele de variaţie
Subprovincia pegmatitică Preluca:		
– câmpul pegmatitic Copalnic	1,01	0,20 - 1,32
– câmpul pegmatitic Răzoare	1,32	1,30 - 1,80
Subprovincia pegmatitică Rodna	1,17	0,78 - 1,80
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare:		
– districtul pegmatitic Someşul Rece-Valea Iară	0,95	0,46 - 1,30
Subprovincia pegmatitică Getică:		
– câmpul pegmatitic Lotru	0,74	0,08 - 1,40
– câmpul pegmatitic Conţu	0,91	0,90 - 0,92
– câmpul pegmatitic Armeniş	1,27	1,20 - 1,35
Date comparative		
Câmpul pegmatitic Mamsk:		Şmakin (1971)
– pegmatite metamorfice	2,75	
– pegmatite magmatice	3,40	
Karelia de nord	1,83	Gordienko şi colab. (1976)
Pala – California	0,99	Kleck şi Foord (1999)

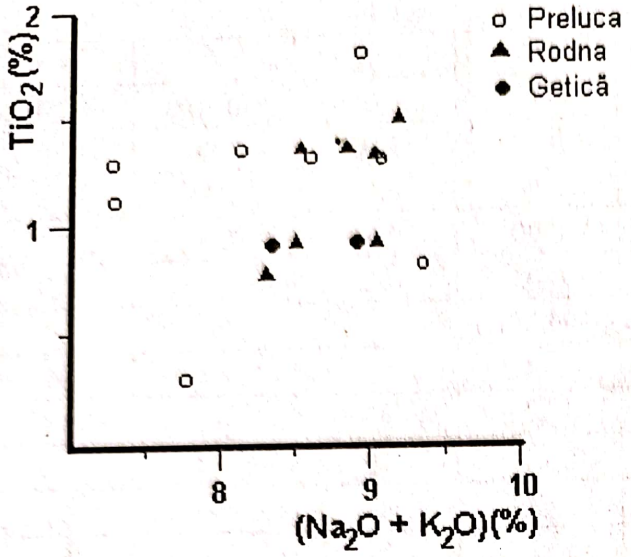


Fig.80.Corelaţia TiO_2:(Na_2O+K_2O) în biotitul din unele ocurenţe pegmatitice ale provinciei Carpatice.

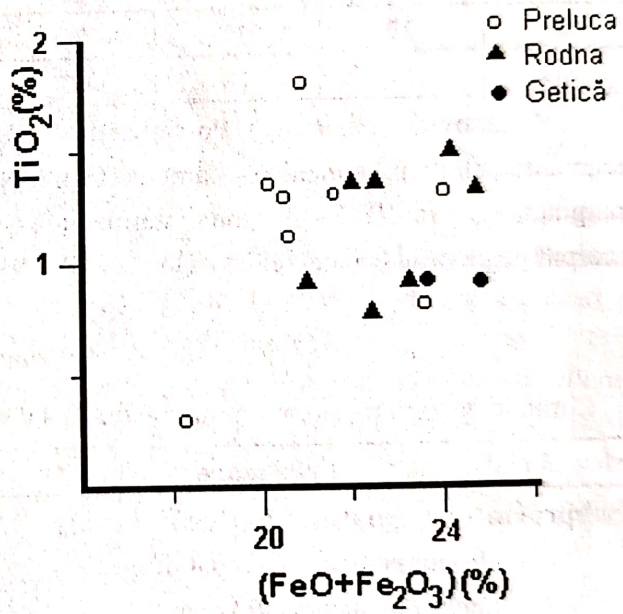


Fig.81. Corelaţia TiO_2:(FeO+Fe_2O_3) în biotitul din unele ocurenţe pegmatitice ale provinciei Carpatice.

Rezultatele obţinute de noi se apropie de conţinutul de magneziu prezentat de Solodov (1971) pentru biotitul pegmatitelor muscovitice. Analizele chimice pun însă în evidenţă unele conţinuturi mai ridicate de calciu, valorile cele mai mari fiind prezente în biotitul pegmatitelor subprovinciei Rodna; ele sunt determinate, în mare parte, de prezenţa calcitului care se insinuează pe planele de clivaj ale mineralului. Conţinutul de mangan al biotitelor din pegmatite variază între 0,04 şi 0,60 % MnO, valori caracteristice pentru mineralul luat în studiu. Între aceste valori se situează valorile determinate de Magakeн (1971) pentru biotitele din pegmatitele de geneză metamorfică ale câmpului Mamsk din Siberia: 0,13-0,14 % MnO. Comparativ cu aceste valori, Jobin-Bevans şi Černý (1998) au determinat conţinuturi mai ridicate de mangan în biotitul pegmatitelor granitice de la Greer Lake-Manitoba: 0,71-0,93 % MnO.

Alcalinitatea biotitelor se caracterizează prin predominarea netă a potasiului, fără deosebiri esenţiale în ceea ce priveşte variaţia conţinutului de la un câmp pegmatitic la altul. Se remarcă unele valori mai ridicate de sodiu în cazul biotitului

Scanned with OKEN Scanner

din filonul Ciungi (subprovincia pegmatitică Preluca) şi al biotitului de la Cataracte, munţii Lotru (subprovincia pegmatitică Getică), analizat de Ianovici (1939). Datele de conţinut obţinute de noi sunt destul de apropiate de valorile prezentate de Magakon şi Şmakin (1964) pentru biotitul din pegmatitele micafere ale câmpului Mamask: 8,76-9,15 % K_2O; 0,18-0,20 % Na_2O şi de Jobin-Bevans şi Černý (1998) pentru biotitul din pegmatitele granitice de la Greer Lake-Manitoba: 6,8-9,2 % K_2O; 0,05-0,54 % Na_2O.

Caracteristic pentru compoziţia biotitelor este şi conţinutul în H_2O^+, mai scăzut decât în muscovite. Unii autori au stabilit o corelaţie negativă între conţinutul de H_2O din biotit şi intensitatea gradului de metamorfism. În majoritatea analizelor se constată un rest nedozat: 0,03-1,39 % (F, Cl, P).

În tabelul 48 se prezintă limitele de variaţie şi conţinutul mediu pentru unii oxizi din biotitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

Tabelul 48

Limitele de variaţie şi conţinutul mediu (%) în unii oxizi din biotitele pegmatitelor provinciei Carpatice

Localizare	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Subprovincia Rodna	17,94-19,86[1]	5,83-6,75	1,11-2,22	0,19-0,34	8,10-8,86
	18,89[2]	6,32	1,73	0,22	8,56
Subprovincia Preluca	14,57-21,42	6,17-6,81	0,44-1,00	0,08-1,43	7,70-8,40
	17,75	6,53	0,79	0,53	8,01
Subprovincia Gilău	13,09-18,92	7,44-13,98	0,50-0,73	0,12-0,37	6,32-11,37
	15,18	9,84	0,58	0,25	8,86
Subprovincia Getică	14,71-20,64	5,90-9,09	0,04-1,75	0,02-1,26	7,80-9,00
	17,19	7,56	0,68	0,27	7,18

[1] Limitele de variaţie; [2] conţinutul mediu.

Caracterizarea chimismului biotitului din rocile metamorfice înconjurătoare pegmatitelor se bazează pe interpretarea a 11 analize totale, prezentate în tabelul 49. Datele analitice indică un mic exces de silice, cu excepţia biotitului separat din micaşisturile cu granat de pe valea Rebra (Subprovincia peg-matitică Rodna) în care s-a determinat cel mai ridicat conţinut în SiO_2: 41,21 %. Această valoare ridicată a silicei este însoţită de un conţinut mai scăzut de oxid de aluminiu, comparativ cu celelalte probe, în care se remarcă, în general, o variaţie slabă a oxidului de aluminiu. În cazul analizelor prezentate în tabelul 49, în biotitul din micaşisturile cu granaţi de pe valea Neagră (subprovincia pegmatitică Preluca), Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980) au determinat cel mai ridicat conţinut de Al_2O_3: 26,17 %.

În biotitul din micaşisturile grupului Sebeş-Lotru din munţii Semenic, conţinutul de SiO_2 scade uşor cu creşterea gradului de metamorfism (Savu şi colab., 1967). O particularitate geochimică a biotitului din rocile metamorfice o

Scanned with OKEN Scanner

constituie conținutul de titan, mai mare decât cel al biotitului pegmatitic, cu valori cuprinse între 1,06 şi 2,21 % TiO_2. Ca şi în cazul biotitului pegmatitic şi biotitul din metamorfitele-gazdă se caracterizează prin conținuturi mai mari de FeO față de Fe_2O_3. Conținutul de MgO este mai ridicat decât în biotitul din pegmatite şi variază între 6,69 şi 11,70 % (tabelul 49).

Valorile oxizilor în biotitul metamorfitelor-gazdă ale pegmatitelor provinciei Carpatice se încadrează în limitele prezentate de Lazebnik (1973) pentru conținutul oxizilor în biotitul din roci aparținând faciesului amfibolitic.

În diagrama lui Heinrich (1946), conținuturile de MgO, FeO+MnO şi Fe_2O_3+TiO_2 situează biotitele din micaşisturile şi gnaisele în care sunt localizate pegmatitele în câmpul caracteristic biotitelor din roci metamorfice (Savu şi colab., 1967; Murariu, 1979; Murariu şi colab., 1997, 1998 a şi 1999 a).

În scopul evidențierii unor aspecte de ordin petrogenetic, valorile unor componenți rezultate din analiza chimică a biotitelor au fost înscrise în câteva diagrame caracteristice. În diagrama ternară (FeO+MnO):MgO:(Fe_2O_3+TiO_2) (fig. 82) câmpul delimitat prin linii pline la latura MgO-(Fe_2O_3+TiO_2) aparține lui Heinrich (1946). Mai târziu, Gokhale (1968) separă printr-o linie întreruptă, paralelă la latura (FeO+MnO): (Fe_2O_3+TiO_2) câmpul delimitat de Heinrich, în două câmpuri: *I* – caracteristic biotitelor rocilor magmatice şi *II* – caracteristic biotitelor rocilor metamorfice. În diagrama din figura 82 se remarcă faptul că toate biotitele rocilor metamorfice se situează în câmpul *II*, iar biotitele din pegmatite sunt prezente în ambele câmpuri.

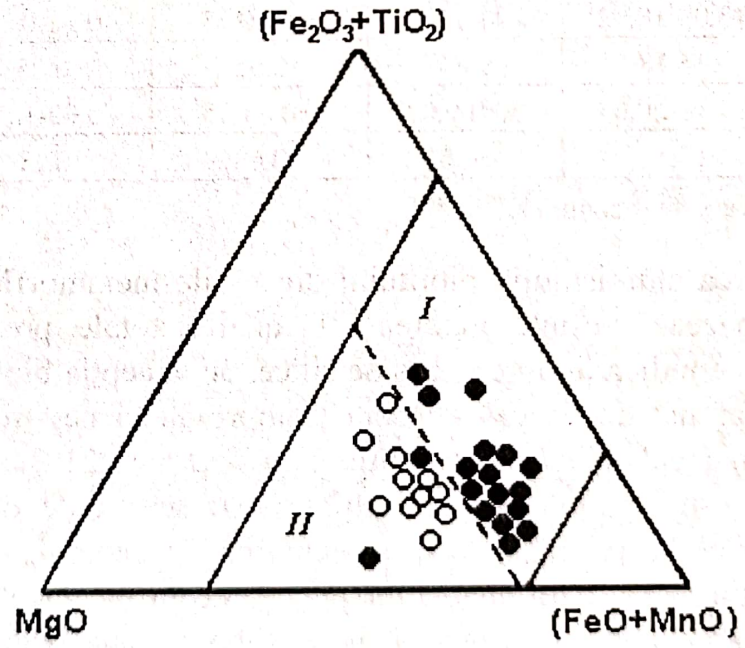


Fig. 82. Diagrama (FeO+MnO):MgO:(Fe_2O_3+TiO_2) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice (●) şi din metamorfitele înconjurătoare (○).

În diagrama (FeO+MnO):(Fe_2O_3+TiO_2):MgO (fig. 83) aria delimitată de Engel şi Engel (1960), prin linii întrerupte, care reprezintă câmpul compoziției biotitelor

din diferite tipuri de roci, sunt prezentate proiecţiile analizelor biotitelor din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare. Majoritatea biotitelor din pegmatite se situează în câmpul pegmatitic şi granitic, iar biotitele din roci metamorfice, în câmpul gnaiselor şi şisturilor. Diagrama confirmă şi pe această cale apropierea în compoziţie a biotitelor din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare.

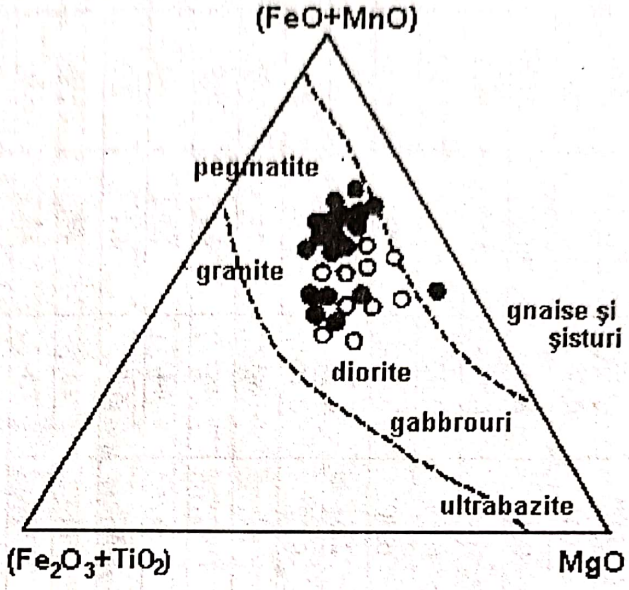


Fig. 83. Diagrama (FeO+MnO):MgO:(Fe_2O_3+TiO_2) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice (●) şi din metamorfitele înconjurătoare (○).

Pentru biotitele analizate chimic s-a calculat formula cristalo-chimică (tabelele 50 şi 51) după metoda propusă de Borneman şi Starinkevici (1964).

Formulele cristalochimice scot în evidenţă comportarea dublă a aluminiului, care ocupă,în acelaşi timp, atât poziţiile octaedrice (Al_{VI}) cât şi cele tetraedrice (Al_{IV}). De asemenea, se mai constată că scăderea numărului de ioni de siliciu este compensată de un număr echivalent de ioni de aluminiu care completează poziţiile tetraedrice din structură. În grupa de coordinaţie *X*, suma cationilor K^+, Na^+ şi Ca^{2+} este cuprinsă între 0,72 şi 1,17 în biotitul din pegmatite şi între 0,74 şi 1,04 în biotitul rocilor metamorfice înconjurătoare. În unele biotite pegmatitice se remarcă un deficit semnificativ în alcalii în poziţia *X* a formulelor structurale. În aceste biotite, este prezentă o corelaţie negativă între suma elementelor din poziţia *X* şi valoarea (Fe^{3+}+Al_{VI}) din poziţia octaedrică.

În diagrama Mg_{VI}:$Fe^{2+}{}_{VI}$ (fig. 84) se remarcă o participare mai redusă a magneziului în biotitele pegmatitice faţă de biotitele metamorfitelor-gazdă.

Separarea biotitelor pegmatitice de cele ale metamorfitelor-gazdă a fost evidenţiată şi cu ajutorul diagramelor Al_{VI}:Ti (fig. 85), Si:Ti (fig. 86), K:Ti (fig. 87) în care probele analizate se situează în două câmpuri caracteristice tipului de rocă din care au fost separate.

Tabelul 49

Compoziția chimică a biotitului din metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice

%	bM-2	bG-433	bM-313	bM-378	bM-384	bM-1199	1180	bG-16	bM-4	2	3	4
SiO_2	37,29	35,48	36,11	38,36	38,84	41,21	36,44	39,80	39,92	35,49	34,30	34,11
TiO_2	1,27	1,59	2,20	2,20	2,05	1,06	1,58	2,21	1,77	1,59	1,96	1,75
Al_2O_3	26,17	19,56	18,96	19,42	19,65	18,70	20,08	18,71	17,87	19,55	19,29	19,92
Fe_2O_3	0,54	4,01	3,86	2,72	3,70	2,82	2,63	4,31	5,30	4,03	7,16	3,11
FeO	11,56	15,63	16,37	14,78	12,90	13,93	19,00	16,85	11,18	15,61	13,24	17,43
MnO	0,09	0,03	0,14	0,08	0,06	0,09	0,06	0,06	0,19	0,03	0,03	0,05
MgO	6,69	10,13	9,64	8,33	8,65	11,70	9,46	8,39	11,21	10,16	9,10	9,84
CaO	0,72	0,14	1,46	2,90	2,25	0,98	0,89	0,17	0,55	0,12	0,23	0,12
Na_2O	0,34	0,31	0,55	0,58	0,47	0,99	0,13	0,02	0,02	0,30	0,30	0,35
K_2O	8,70	8,35	8,34	7,58	8,21	6,85	6,90	7,63	8,90	8,34	8,25	7,63
H_2O^+	2,72	2,60	1,25	1,80	1,75	1,78	2,41	1,78	1,98	1,59	4,09	3,13
H_2O^-	0,62	2,18	0,42	0,40	0,29	0,12	0,27	0,16	0,38	2,19	2,05	2,56
F	56	49	51	52	50	42	54	56	41	49	50	51
M	43	53	51	50	54	60	47	46	64	53	55	50
A	37	48	52	46	49	48	38	44	53	48	48	44
t	3,9	3,9	5,2	5,9	4,6	2,5	3,7	5,5	4,4	3,9	5,0	4,1
f_O	4	18	17	14	20	15	11	18	29	18	32	13
a_{Si}	32	31	30	28	28	21	31	25	25	31	32	34
a_{VI}	35	17	16	22	22	25	17	21	19	17	17	15

Localizarea probelor: seria Baia de Arieș (Munții Preluca): bM-2-micașist cu granați, Valea Neagră (zona cu sillimanit)(Pomârleanu și Aurelia Movileanu, 1980). bG-433 - gnais. Valea Pleșii (FVC)(zona cu disten și staurolit); seria de Rebra: (Murariu, 1979) bM-313 - micașist cu granați, valea Rebrișoara, bM-378 - micașist cu granați, galeria Guşet, bM-384 - micașist, galeria Paltinul, bM-1199 - micașist cu granat, valea Rebra (Pomârleanu și Murariu, 1975); grupul Sebeș - Lotru: bG-16- gnais micaceu, galeria II Conțu, munții Cibin (Murariu, 1994-1995a), bM-4 - micașist cu turmalină, Valea Urluieşului, munții Sebeș (Pomârleanu și Aurelia Movileanu, 1980), 1180 - micașist cu disten, staurolit și almandin, Negovanu, munții Cibin; biotite din micașisturile munților Semenic (Savu și colab., 1967): *2* - zona cu disten+almandin, Văliug, *3* - zona cu disten+almandin, Armeniș, *4* - zona cu sillimanit+almandin, Armeniș.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 50

Formulele cristalo-chimice ale biotitelor din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Poziția X				Poziția Y						Poziția Z		OH
	K	Na	Ca	Σ	Fe^{2+}	Mg	Fe^{3+}	Ti	Al	Σ	Si	Al	
Subprovincia pegmatitică Preluca													
B-418	0,73	0,01	0,08	0,82	0,90	0,68	0,20	0,02	0,88	2,68	2,81	1,19	0,78
B-434	0,80	0,03	0,03	0,86	1,08	0,76	0,04	0,07	0,99	2,94	2,81	1,19	1,19
B-467	0,79	0,21	0,07	1,07	1,40	0,77	0,13	0,04	0,65	2,99	2,81	1,19	1,10
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare													
B-510	0,62	0,05	0,05	0,72	1,22	0,85	0,26	0,07	0,71	3,11	2,95	1,05	0,82
B-540	1,11	0,02	0,04	1,17	0,87	1,61	0,04	0,02	0,53	3,07	2,97	1,03	0,98
B-1483	0,85	0,01	0,04	0,91	0,82	0,90	0,26	0,06	0,79	2,83	2,84	1,16	1,26
Subprovincia pegmatitică Rodna													
B-85	0,83	0,03	0,14	1,00	1,23	0,77	0,21	0,08	0,61	2,92	2,86	1,14	0,73
B-91	0,84	0,04	0,12	1,00	1,44	0,78	0,24	0,08	0,52	2,76	2,81	1,19	0,98
B-141	0,88	0,05	0,16	1,09	1,24	0,70	0,32	0,08	0,54	2,88	2,84	1,16	0,93
B-351a	0,83	0,03	0,18	1,04	1,30	0,68	0,20	0,05	0,58	2,81	2,92	1,08	0,96
B-351b	0,80	0,03	0,14	0,97	1,21	0,70	0,20	0,04	0,59	2,74	2,82	1,18	1,27
B-381	0,90	0,03	0,14	1,07	1,25	0,74	0,35	0,08	0,54	2,96	2,91	1,09	0,96
B-396	0,86	0,03	0,09	0,98	1,23	0,77	0,16	0,05	0,57	2,77	2,84	1,16	0,96
Subprovincia pegmatitică Getică													
B-20	0,87	0,01	0,01	0,89	0,94	1,04	0,52	0,05	0,52	3,07	2,89	1,11	0,94
B-34	0,81	0,02	0,01	0,84	0,96	0,90	0,58	0,05	0,56	3,05	2,82	1,18	1,03
BC	0,78	0,19	0,01	0,98	1,24	0,92	0,38		0,55	3,11	2,78	1,22	1,09
7	0,89	0,02	0,08	0,99	1,29	0,76	0,16	0,07	0,70	2,98	2,70	1,30	1,72
8	0,90	0,01	0,05	0,96	1,01	0,69	0,50	0,07	0,66	2,93	2,78	1,22	1,36
9	0,74	0,02	0,11	0,87	0,99	0,77	0,45	0,08	0,60	2,89	2,57	1,43	2,59

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 51

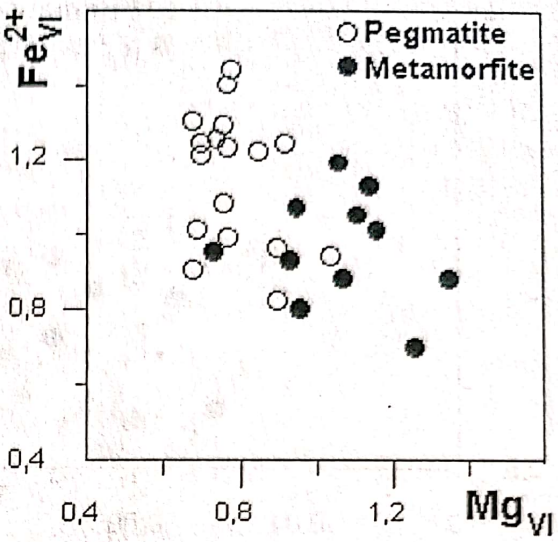
Formulele cristalo-chimice ale biotitului din metamorfitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice

Proba	Poziția X				Poziția Y						Poziția Z		OH
	K	Na	Ca	Σ	Fe^{2+}	Mg	Fe^{3+}	Ti	Al	Σ	Si	Al	
Seria Baia de Arieș (Munții Preluca)													
bG-433	0,82	0,05	0,01	0,88	1,01	1,16	0,23	0,09	0,51	3,00	2,93	1,27	1,32
bM-2	0,81	0,05	0,05	0,91	0,95	0,73	0,03	0,07	0,98	2,76	2,72	1,28	1,63
Seria Rebra (Munții Rodna)													
bM-13	0,83	0,08	0,12	1,03	1,05	1,11	0,22	0,12	0,50	3,00	2,78	1,22	0,65
bM-378	0,73	0,08	0,23	1,04	0,93	0,93	0,15	0,12	0,61	2,74	2,89	1,11	0,90
bM-384	0,78	0,07	0,17	1,02	0,80	0,96	0,20	0,12	0,61	2,69	2,89	1,11	0,87
bM-1199	0,67	0,15	0,08	0,90	0,88	1,35	0,16	0,06	0,82	3,25	3,14	0,86	0,90
Seria Sebeș-Lotru													
1180	0,66	0,01	0,07	0,74	1,19	1,06	0,20	0,08	0,52	3,05	2,74	1,26	1,35
bG-16	0,74	0,02	0,02	0,76	1,07	0,95	0,24	0,12	0,69	3,07	3,02	0,98	0,90
bM-4	0,86	0,02	0,04	0,92	0,70	1,26	0,45	0,10	0,59	3,10	3,00	1,00	0,99
2	0,82	0,05	0,05	0,88	1,01	1,16	0,23	0,09	0,51	3,00	2,93	1,27	1,33
3	0,85	0,05	0,02	0,92	0,88	1,07	0,42	0,12	0,51	3,00	2,71	1,29	2,20
4	0,76	0,05	0,01	0,81	1,13	1,14	0,18	0,10	0,45	3,00	2,64	1,36	1,62
Biotit de geneză metamorfică (x=36)													
	0,83	0,05	0,03	0,91	1,04	1,21	0,13	0,15	0,29	2,83	2,71	1,29	1,91
Formula ideală (Bailey, 1984)													
	1,00	0,00	0,00	1,00	-	0,6-1,8	2,4-1,2*	0,00	1,00**	3,00	3,00	0,00	2,00

* Fe_{Total} ; ** $Al_{VI} + Al_{IV}$.

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 84. Diagrama Mg_{VI}:$Fe^{2+}{}_{VI}$ pentru biotitul din pegmatitele şi metamorfitele provinciei Carpatice.



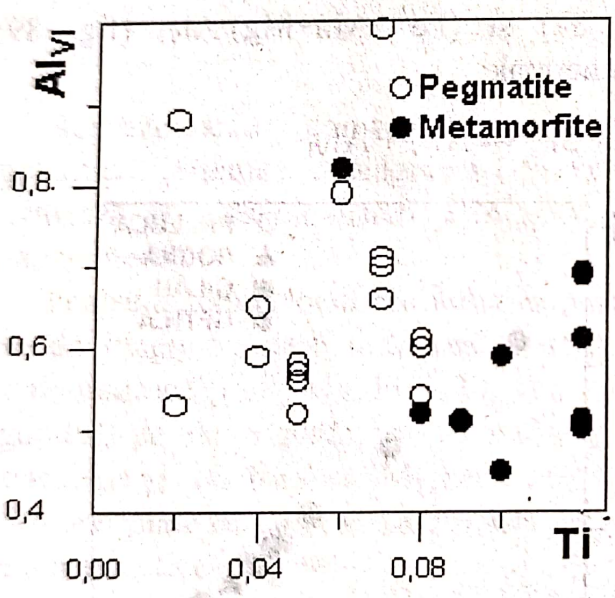


Fig. 85. Diagrama Al_{VI}:Ti pentru biotitul din pegmatitele şi metamorfitele provinciei Carpatice.

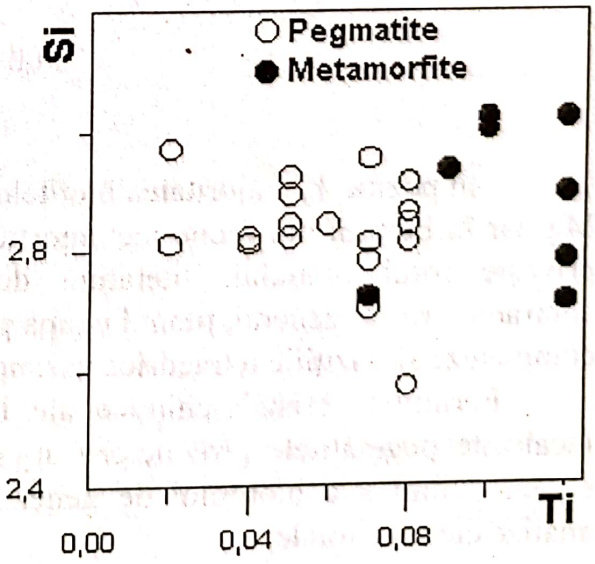


Fig. 86. Diagrama Si:Ti pentru biotitul din pegmatitele şi metamorfitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

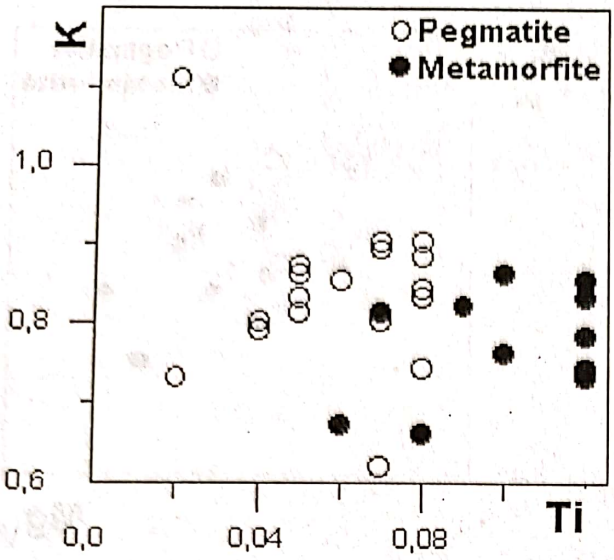


Fig. 87.Diagrama K:Ti pentru biotitul din pegmatitele şi metamorfitele provinciei Carpatice.

Corelațiile negative $Si:Al_{IV}$ (fig. 88) şi $(Fe^{2+}+Mn+Mg):Al_{VI}$ (fig. 89) evidențiază prezența substituției de tip Tschermak:

$$(Fe^{2+} + Mg + Mn)_{VI} + Si_{IV} \leftrightarrow Al_{IV} + Al_{VI}$$

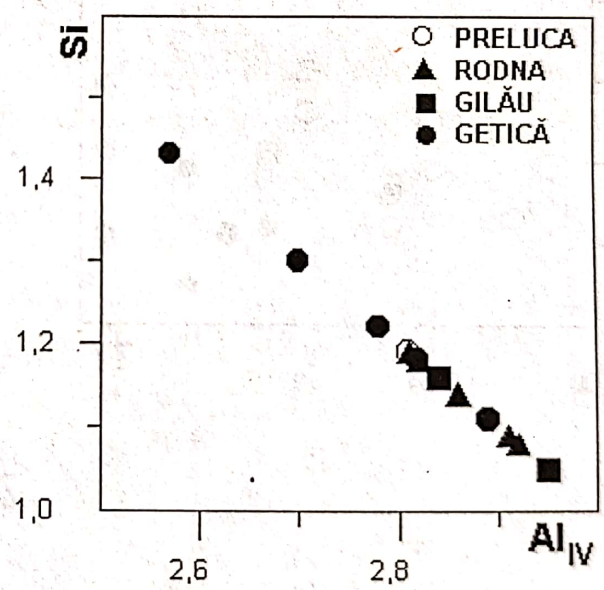


Fig. 88. Corelația $Si:Al_{IV}$ pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

În poziția *Y*, majoritatea biotitelor din pegmatite conțin mai mult Fe^{2+} decât Mg, iar în biotitul din rocile metamorfice, Mg predomină față de Fe^{2+}. În ceea ce privește rolul titanului, literatura de specialitate mai prezintă încă teorii contradictorii: în general, titanul ocupă pozițiile octaedrice, dar este posibil ca el să completeze și pozițiile tetraedrice vacante.

Formulele cristalo-chimice ale biotitului din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice sunt destul de apropiate de formula cristalo-chimică a biotitului de geneză metamorfică, calculat pe baza a 36 de analize chimice totale:

Scanned with OKEN Scanner

$$K_{0,83}Na_{0,05}Ca_{0,03})_{0,91}(Mg_{1,21}Fe^{2+}{}_{1,04}Fe^{3+}{}_{0,13}Mn_{0,01}Ti_{0,015}Al_{0,29})_{2,83}$$
$$(Si_{2,71}Al_{1,29})_4O_{10}(OH_{1,91}O_{0,99})_2$$

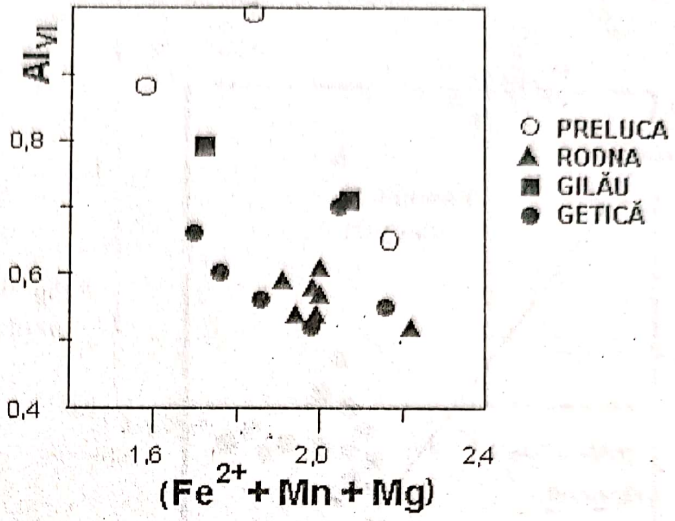


Fig. 89. Corelația negativă (Fe^{2+}+Mn+Mg):Al_{VI} pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Reprezentarea compoziției biotitelor din metamorfitele provinciei pegmatitice Carpatice în diagrama (Fe/Fe+Mg):Ti (Spear, 1993) arată că acestea se situează în zona cu disten şi în zona cu staurolit a faciesului amfibolitic de presiune medie.

Pentru a stabili locul biotitelor în seria micelor trioctaedrice se apelează la o serie de diagrame care utilizează valorile cationilor din poziția *Y* a formulei cristalo-chimice (Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Ti, Mn, Al). În seria ai căror termeni extremi sunt flogopitul, pe de o parte, şi siderofilitul, de cealaltă, se intercalează biotitele magneziene şi cele ferifere (Margaret Foster, 1960). Probele analizate de noi ocupă poziții apropiate de siderofilite (biotite din pegmatite) şi de fier-biotite (biotite din roci metamorfice) (fig. 90).

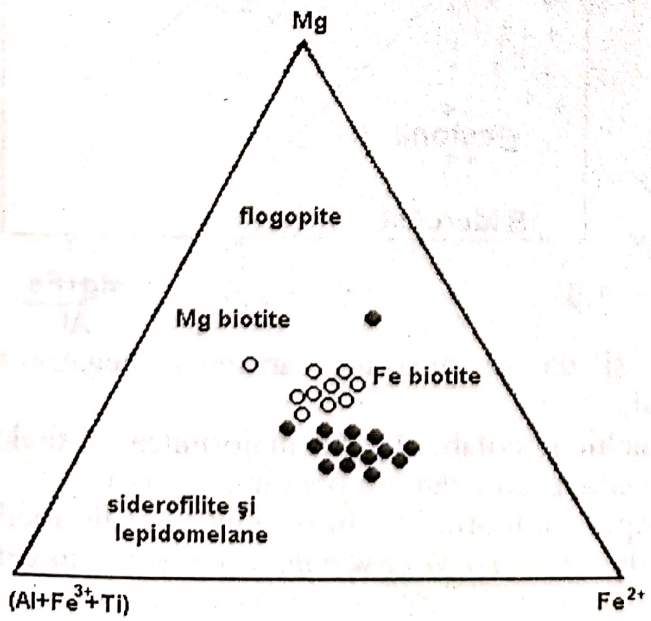


Fig.90.Compoziția chimică a biotitelor din pegmatitele (•) şi metamorfitele (○) provinciei Capatice în diagrama Mg:(Al+Fe^{3+}+Ti):Fe^{2+}.

Acest aspect este confirmat şi cu ajutorul diagramei din figura 91, care utilizează valorile aluminiului octaedric şi tetraedric din formulele cristalochimice ale biotitelor sau cu diagramele Si/Al : (Mg+Fe/Al) (fig. 92), Al_{IV} : (Fe/(Fe+Mg)) (fig. 93).

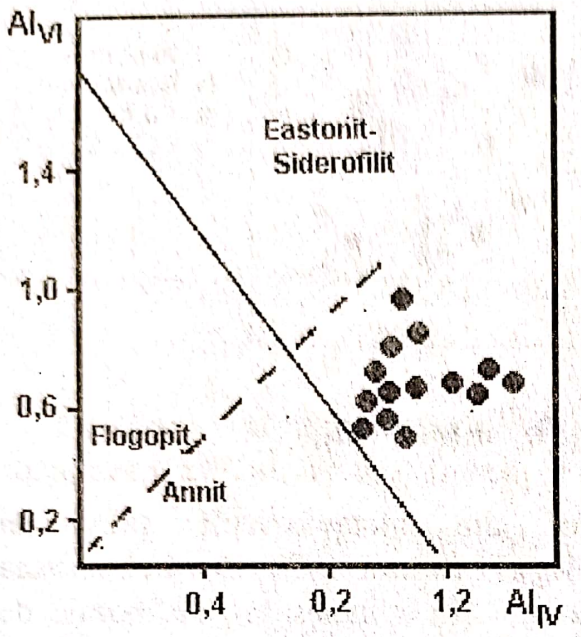


Fig. 91. Diagrama Al_{Vi}:Al_{IV} pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

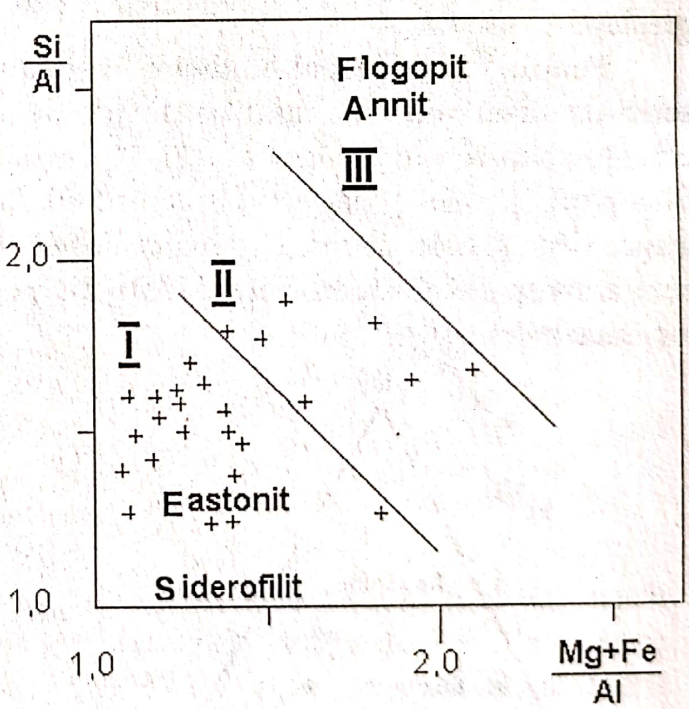


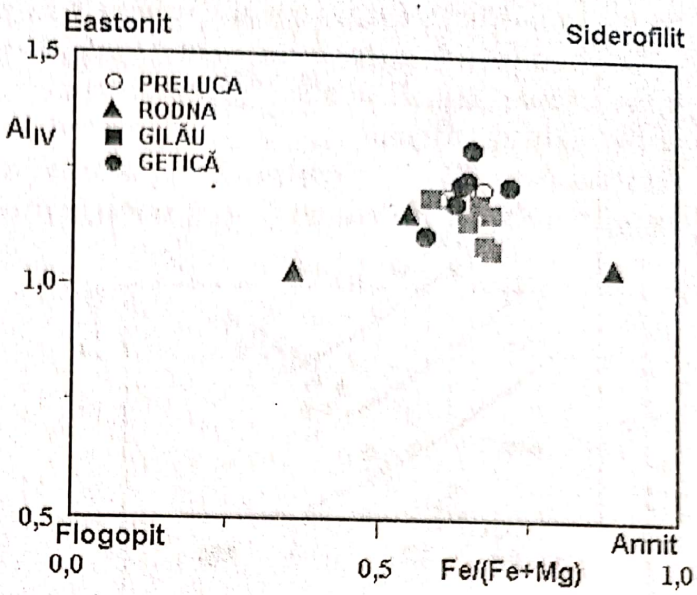
Fig. 92. Diagrama Si/Al : (Mg+Fe/Al) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

În diagramele din figurile 94 şi 95 se prezintă caracterul negativ al corelaţiilor Al_T:(Mg+Si) şi Al_T:$R^{2+}{}_{VI}$+Si.

În diagrama Al_T:Mg (fig. 96; Nachit şi colab., 1985), majoritatea biotitelor din pegmatitele provinciei Carpatice se situează în câmpul peraluminos (P).

Pentru o caracterizare mai completă a biotitului din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare, s-au calculat *coeficienţii geochimici* prezentaţi în cele ce urmează.

Fig. 93. Diagrama Al_{IV}: (Fe/Fe+Mg) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.



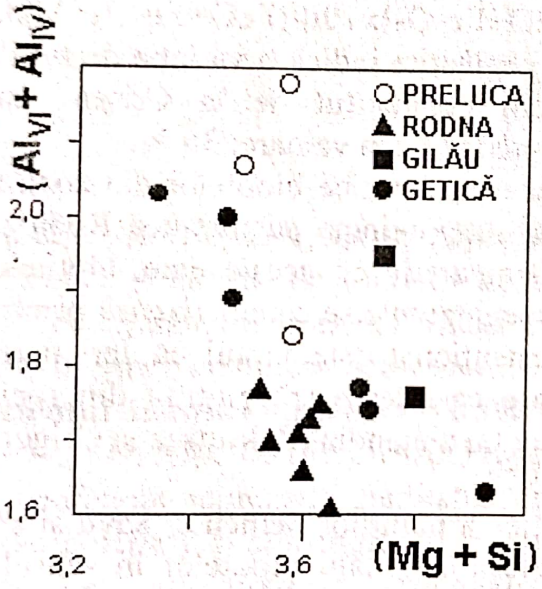


Fig.94. Diagrama Al_T:(Mg+Si) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

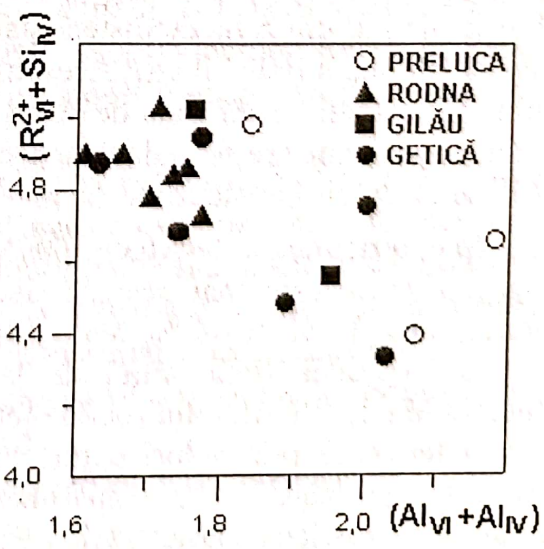


Fig.95. Diagrama Al_T:$(R^{2+}{}_{VI}+Si_{IV})$ pentru biotitutl din pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

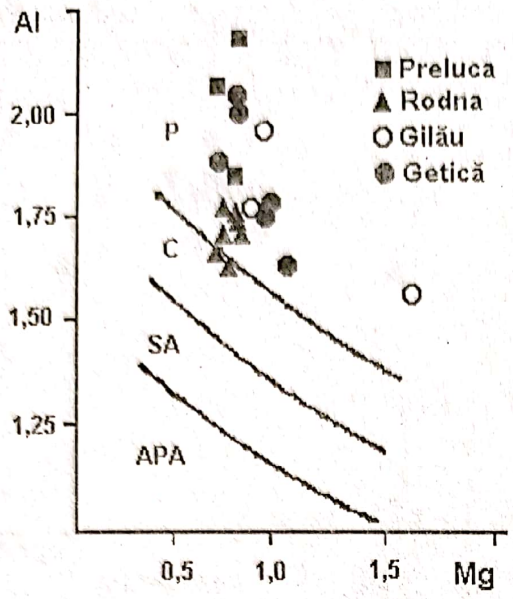


Fig. 96. Diagrama Al:Mg pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice.Câmpurile: *P*-peraluminoa; *C*-calcoalcalin;*SA*-subalcalin; *APA*- alcalin-peralcalin.

Fericitatea generală: $F=(FeO+Fe_2O_3)x100/(FeO+Fe_2O_3+MgO)(mol.\%)$. Fericitatea generală a biotitului din pegmatite indică o variație destul de restrânsă, cu excepția biotitului deferizat din pegmatitul de la Crişeni (subprovincia pegmatitică Gilău) care prezintă cea mai scăzută valoare: 36 %.

Conținuturile mai ridicate sunt caracteristice biotitelor din zona marginală a corpurilor pegmatitice (valea Rebra, subprovincia pegmatitică Rodna; valea Iara, subprovincia pegmatitică Gilău). Comparativ cu aceste date, biotitele din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele se caracterizează printr-o fericitate mai scăzută: 41-56 %. Demn de menționat este faptul că fericitatea biotitelor analizate de noi prezintă valori care caracterizează biotitul din roci aparținând faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin (Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; Usenko şi colab., 1972; Lazebnik, 1973).

În cadrul provinciei metamorfice a munților Semenic, Savu şi colab. (1967) au pus în evidență o creştere a valorii fericității biotitelor în sensul accentuării gradului de metamorfism. Astfel, valoarea fericității biotitelor se schimbă de la 49 % la biotitul din zona cu disten+staurolit+almandin până la 51 % în biotitul din zona cu sillimanit (tabelul 46). Acest aspect a fost remarcat de noi şi pentru biotitul din metamorfitele seriei Baia de Arieş din munții Preluca. În acest caz, fericitatea biotitelor analizate creşte, o dată cu accentuarea intensității meta-morfismului, de la 49 % (zona cu disten+staurolit) la 56 % (zona cu sillimanit).

Magnezialitatea: $M=MgOx100/(MgO+FeO)(mol.\%)$. În biotitul din pegmatite, magnezialitatea este mai scăzută decât fericitatea, cu un domeniu de variație cuprins între 34 % şi 64 %. Valoarea maximă corespunde biotitului cu cea mai scăzută fericitatea (Pegmatitul de la Crişeni, subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare). Biotitul din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele se caracterizează prin valori puțin mai ridicate ale magnezialității, dar destul de constante, apropiate biotitelor aparținând izogradelor distenului şi sillimanitului din regiunea barrowiană clasică: Glen Esk – Scoția (Miyashiro, 1994). În biotitele

Scanned with OKEN Scanner

zonelor metamorfice din munţii Semenic (subprovincia pegmatitică Getică) şi în biotitul din metamorfitele munţilor Preluca, magnezialitatea scade o dată cu accentuarea gradului de metamorfism (tabelul 49). Corelaţia liniară, inversă între fericitatea (F) şi magnezialitatea (M) biotitelor din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare este reprezentată grafic în figura 97. Diagrama scoate în evidenţă faptul că, pe măsura scăderii magnezialităţii biotitelor, are loc o creştere corespunzătoare a fericităţii.

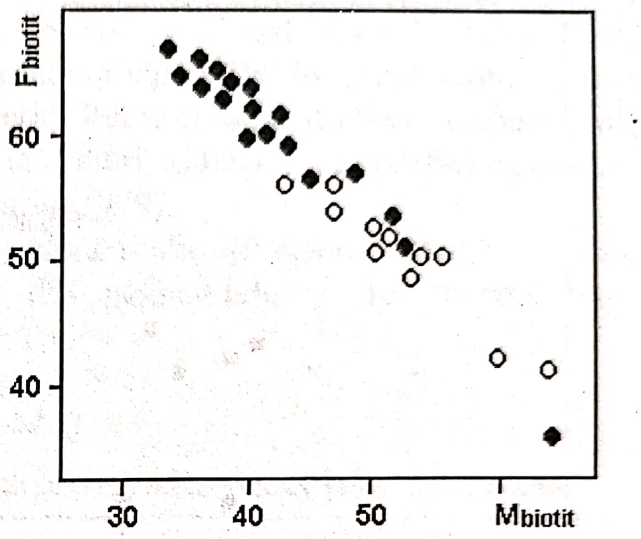


Fig.97.Corelaţia F:M în biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice (•) şi din metamorfitele înconjurătoare (o).

Alcalinitatea: $A=(Na_2O+K_2O)x100/Al_2O_3$(mol.%). Examinarea datelor prezentate în tabelele 21-24 arată că alcalinitatea biotitelor din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare prezintă valori destul de apropiate, care confirmă mediul alcalin în care a cristalizat acest mineral.

Coeficientul de concentrare a titanului (t):

$$t = TiO_2x100/(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2)\ (mol.\%)$$

Acest coeficient reprezintă cantitatea de aluminiu care este substituită de elementele din poziţia Y şi constituie un criteriu semnificativ de a deosebi diferite tipuri de roci care conţin biotit. În cazul analizelor noastre, biotitele din pegmatite se caracterizează prin valori mai scăzute ale titanităţii, comparativ cu biotitele din roci metamorfice. În biotitul din pegmatitlele subprovinciilor Rebra şi Preluca, corelaţia dintre titanitate (t) şi fericitate (F), respectiv magnezialitate (M) are un caracter pozitiv (fig. 98 şi 99).

Coeficientul de oxidare a fierului: $f_O = Fe^{3+}x100/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$. Valorile coeficientului de oxidare a fierului arată că acesta este mai mare în biotitul din pegmatite. Gradul de oxidare a fierului din biotit poate fi considerat ca indicator al adâncimii de formare a rocilor, în sensul că, pe măsură ce acesta este mai ridicat, cu atât rocile respective s-au format la adâncime mai mică (Lazebnik, 1973). În acelaşi timp mai trebuie menţionat şi faptul că gradul de oxidare a fierului în biotit nu este legat de temperatură (Korikovski, 1965).

Gradul de substituţie a Si^{4+} cu Al^{3+} în poziţiile tetraedrice (a_{Si}):

$$a_{si} = Al_{IV}x100/(Al_{IV}+Si_{IV})$$

Valorile lui a_{Si} au fost obținute cu ajutorul datelor din formulele cristalochimice ale biotitelor și arată o variație destul de restrânsă a acestui coeficient în biotitul din pegmatite; singura valoare, cea mai ridicată – de 35% corespunde biotitului din pegmatitele de la Armeniș – munții Semenic (subprovincia pegmatitică Getică) în care Pomârleanu și Aurelia Movileanu (1980) au determinat conținutul cel mai scăzut de silice (34,88 %).

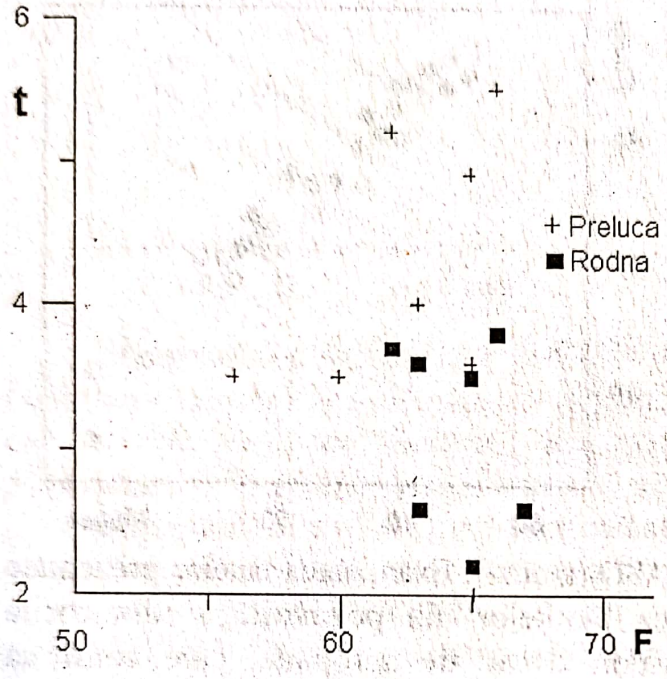
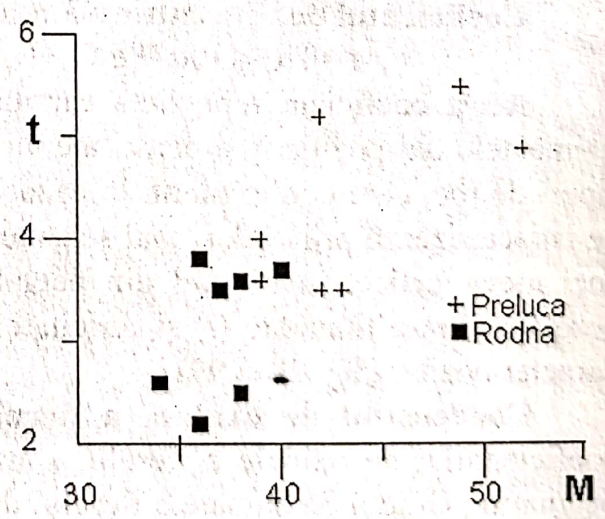


Fig.98. Corelația $t : F$ în biotitul din pegmatitele subprovinciilor Preluca și Rodna.

Fig.99. Corelația $t : M$ în biotitul din pegmatitele subprovinciilor Preluca și Rodna.



În biotitul din micașisturile și gnaisele în care sunt localizate pegmatitele, gradul de substituție a Si^{4+} cu Al^{3+} în pozițiile de coordonare tetraedrică este cuprins între 21 % și 34 %. Valorile determinate de noi sunt în deplină concordanță cu datele prezentate de Korikovski (1965) pentru biotitul rocilor faciesului amfibolitic, în care gradul de substituție a Si^{4+} cu Al^{3+} în pozițiile tetraedrice

variază între 26 şi 37 %. În biotitul din micaşisturile seriei Rebra (Munţii Rodnei), între coeficienţii a_{Si} şi a_{VI} există o corelaţie invers proporţională (Murariu, 1979).

Procentul atomilor de Al în coordinaţia octaedrică (a_{VI}):

$$a_{VI} = Al_{VI}x100/(Al_{VI}+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Ti)$$

Reprezintă gradul de substituţie a aluminului octaedric cu elementele din poziţia *Y* a formulei structurale a biotitului. În formula teoretică a flogopit-anitului, a_{VI} este egal cu zero, iar în seria eastonit-siderofilit poate depăşi valoarea de 17 % (Korikovski, 1965). Valorile obţinute de noi sunt mai mari în biotitul din micaşisturi şi mult mai apropiate de eastonit-siderofilit în cazul biotitelor din pegmatite. În biotitul din micaşisturile seriei Rebra (munţii Rodna), relaţia $a_{Si} : a_{VI}$ are un caracter invers proporţional: la valori ridicate ale coeficientului a_{VI} corespund valori scăzute pentru a_{Si} (Murariu, 1979).

În tabelul 52 se prezintă limitele de variaţie şi valorile medii ale unor coeficienţi geochimici pentru biotitul din pegmatitele şi din metamorfitele provinciei Carpatice.

Tabelul 52

Valorile *F, M, t* şi *A* ale biotitelor din pegmatitele şi din metamorfitele provinciei Carpatice

Localizare	Pegmatite				Metamorfite			
	F	M	t	A	F	M	t	A
Subprovincia Rodna	62-67[1]	34-40	2,2-3,7	46-55	42-52	49-60	2,5-7,0	46-52
	64[2]	37	3,1	50	49	52	5,0	48
Subprovincia Preluca	59-65	35-43	1-3	35-54	49-56	43-53	3,9	37-48
	61	39	2	42	52	48	3,9	42
Subprovincia Gilău	36-60	41-64	1,1-3,2	38-74	nd	nd	nd	nd
	49	52	2,4	52	nd	nd	nd	nd
Subprovincia Getică	53-64	37-52	0,2-3,7	44-55	41-56	46-64	3,7-5,5	38-53
	60	43	2,5	48	50	52	4,4	45

nd-nedeterminat; [1] limitele de variaţie; [2] valoarea medie.

Consideraţii geochimice privind titanul în biotit. Conform datelor din literatură (Miyashiro, 1953; Savu şi colab., 1967; Kwak, 1968; Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; Buşliakov, 1969; Usenko şi colab., 1972 etc.) după care conţinutul de titan din biotit se măreşte o dată cu creşterea gradului de metamorfism, este important de a urmări acest aspect şi în cazul biotitului din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice.

Analizele chimice ale biotitelor separate din micaşisturile şi gnaisele seriilor Baia de Arieş, Rebra şi Sebeş-Lotru arată un conţinut de titan care variază între 1,06 şi 2,20 % TiO_2, cu o medie de 1,78 % TiO_2. Valorile obţinute de noi sunt apropiate de cele determinate de Znamenski şi colab. (1971) pentru conţinutul de

Scanned with OKEN Scanner

titan din biotitele rocilor metamorfice din vecinătatea pegmatitelor micafere ale câmpului Mamsk din Siberia.

Datele prezentate de Zakrutkin şi Grigorenko (1968) au stabilit că, în biotitele separate din roci aparţinând faciesului amfibolitic, domeniul de variaţie a mărimii *Ti* din formula cristalo-chimică este cuprins între 0,015 şi 0,19. Între aceste limite se situează şi biotitele rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice (tabelul 53).

Tabelul 53

Valorile *Ti* şi *K* din formulele cristalo-chimice ale biotitelor din metamorfitele înconjurătoare pegmatitelor provinciei Carpatice

Roca, localizare	Ti	K	Faciesul metamorfic
Micaşisturi şi gnaise (seria Baia de Arieş, munţii Preluca)	0,07 – 0,09	0,81 – 0,82	Amfibolitic
	0,08*	0,78*	
Micaşisturi (seria Rebra, munţii Rodna)	0,06 – 0,12	0,67 – 0,83	Amfibolitic
Gnaise (seria Rebra, Munţii Rodna)	0,15 – 0,25	1,06 –1,24	Amfibolitic Granulitic (?)
Micaşisturi (seria Sebeş-Lotru, munţii Semenic)	0,09 – 0,12	0,76 – 0,82	Amfibolitic
Paragnaise şi micaşisturi (seria Sebeş-Lotru, munţii Cibin)	0,08 – 0,12	0,60-0,74	Amfibolitic
Gnaise şi micaşisturi, insula cristalină Buziaş-Sacoşu Mare (Iancu,1998)	0,084 – 0,098	0,76 – 0,81	Amfibolitic
Date comparative (Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; Dobreţov şi colab, 1977))			
Metamorfite	0,11 (223)**	0,62 – 0,92	Amfibolitic
Metamorfite	0,24 (189)	0,80 – 1,05	Granulitic
Metamorfite	0,17(139)	0,76 – 0,86	Amfibolitic
Metapelite (Faryad, 1991):			
Hnilec	0,083	0,79	Amfibolitic
Poproš	0,089	0,93	Amfibolitic

*Radu şi colab. (1997), ** valoarea medie şi numărul determinărilor.

Din examinarea datelor prezentate în tabelul 53 se remarcă valoarea ridicată a mărimii *Ti* în biotitele separate din rocile metamorfice ale faciesului granulitic (0,24).

În diagrama *Ti*:(Fe/Fe+Mg)(Spear, 1993), biotitele din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice se situează în zonele disten + staurolit şi sillimanit + staurolit din seriile de presiune medie.

Graficul dependenţei *Ti* de *K* (Zakrutkin şi Grigorenko, 1968) arată că analizele noastre situează probele în domeniul biotitelor din rocile metamorfice ale

Scanned with OKEN Scanner

faciesului amfibolitic. Trebuie însă precizat faptul că conținutul de titan al biotitelor nu progresează o dată cu mărimea valorii acestui element în rocile metamorfice din care au fost separate, după cum arată cercetările efectuate de Zakrutkin şi Grigorenko (1968), Buşliakov (1969). Această constatare este valabilă şi pentru probele analizate de noi, în care lipseşte corelația directă, de legătură între conținutul titanului în biotite şi în rocile metamorfice. Aspectele prezentate mai sus scot în evidență faptul că gradul de saturație a biotitelor în titan este determinat, în principal, de temperatura lor de formare. Saturarea cu titan a biotitelor în timpul cristalizării atestă prezența în rocile metamorfice a unor minerale de titan (ilmenit, rutil, sfen). Dependența conținutului ridicat de titan al biotitului de temperatura înaltă de cristalizare este explicată de Serdiucenko (din Deer şi colab., 1962, 1992; Buşliakov, 1969) prin creşterea posibilității de substituție izomorfă a siliciului cu titanul o dată cu ridicarea temperaturii (în acest caz titanul trece în coordinația tetraedrică).

Un alt aspect demn de remarcat este cel prezentat de Marakuşev (din Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; Lazebnik, 1973), după care concentrarea titanului se realizează în mineralele metamorfice care au raportul Fe:Mg mic. Această constatare a fost urmărită de noi în cazul perechii biotit+granat din rocile metamorfice ale seriilor Rebra (munții Rodna) şi Sebeş-Lotru (munții Semenic şi Cibin). Din datele prezentate în tabelul 54 se remarcă concentrarea titanului în biotite, unde valoarea raportului Fe:Mg este mult mai mică decât în granații cu care se asociază.

Tabelul 54

Variația conținutului de TiO_2 în perechea biotit+granat în funcție de mărimea valorii raportului Fe:Mg

Proba	Biotit		Proba	Granat	
	Fe:Mg	TiO_2(%)		Fe:Mg	TiO_2(%)
Seria Rebra (munții Rodna; Murariu, 1979)					
bM-313	2,6	2,20	gM-313	13,8	1,54
bM-378	2,6	2,20	gM-378	13,2	0,53
bM-1189	1,8	1,06	gM-1189	10,0	0,58
1722_{Bi}*	2,1	2,88	1722_{Gr}*	31,6	0,70
Seria Sebeş-Lotru (munții Cibin)					
bM-1180	2,6	1,58	gM-1180	8,0	0,58
bG-16	2,6	2,21	gG-16	9,0	0,57
Seria Sebeş-Lotru (munții Semenic; Savu şi colab; 1967)					
2	1,9	1,59	2	11,8	0,33
3	1,8	1,96	3	11,6	0,58
4	2,2	1,75	4	12,1	0,60

*Biotit şi granat din gnais (Mosonyi, 1999).

Scanned with OKEN Scanner

Rolul geochimic al alcaliilor în procesul stabilității biotitului. Deoarece biotitul se prezintă ca un mineral de potasiu, este important de a stabili şi rolul alcaliilor în general (Na, K) şi al potasiului în particular în procesul stabilității biotitului în cadrul condițiilor termodinamice variabile.

Variația sodiului din biotit în timpul metamorfismului regional este destul de slabă, dar poate da indicații după conținutul mediu. În acest sens, valoarea Na din formula cristalochimică scade cu creşterea gradului de metamorfism: 0,11 (223) în biotitul faciesului amfibolitic şi 0,08 (189) în biotitul faciesului granulitic (Zakrutkin şi Grigorenko, 1968; cifrele din paranteză indică numărul determinărilor). În comparație cu rolul sodiului, potasiul prezintă o creştere vizibilă şi semnificativă o dată cu mărirea gradului de metamorfism, atingând valoarea maximă în biotitul faciesului granulitic (tabelul 49). Dacă în faciesul amfibolitic limitele de variație ale *K* din formula cristalo-chimică a biotitului sunt cuprinse între 0,62 şi 0,92, în biotitul rocilor faciesului granulitic valorile cresc esențial: 0,80 - 1,05. Din examinarea formulelor cristalo-chimice ale biotitelor rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice, se remarcă faptul că limitele de variație ale *K* sunt: 0,67 - 0,83, valori care se apropie de cele care caracterizează biotitul rocilor faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin (0,62 - 0,92).

În legătură cu comportarea sodiului şi potasiului din biotit în timpul metamorfismului regional, s-a constatat că în biotitele rocilor faciesului amfibolitic poziția *X* din formula cristalochimică nu este, în general, complet ocupată, în timp ce în condițiile faciesului granulitic, majoritatea biotitelor au *K* în cantitate foarte apropiată de valoarea teoretică. Demn de menționat este şi faptul că nu a fost pusă în evidență creşterea mărimii valorii *K* din biotit, o dată cu intensificarea gradului metamorfismului de la faciesul şisturilor verzi la faciesul amfibolitic. După cum arată Zakrutkin şi Grigorenko (1968) valoarea *K* din biotitul rocilor metamorfice creşte semnificativ numai la tranziția spre faciesul granulitic.

Aluminofericitatea biotitului şi gradul de metamorfism. Aluminofericitatea reprezintă raportul $(Al^{3+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+})$ din biotit şi are valori diferite, în funcție de gradul de metamorfism:

– faciesul amfibolitelor cu epidot: 0,36;
– faciesul amfibolitic: 0,30;
– faciesul granulitic: 0,24.

Biotitul din mezometamorfitele-gazdă pegmatitelor provinciei Carpatice prezintă valori ale aluminofericității apropiate de cea care caracterizează faciesul amfibolitic.

3.1.4. Granații

Preocuparea pentru cunoaşterea compoziției granaților a constituit obiectul a numeroase cercetări cu scopul de a reconstitui condițiile teromodinamice şi geochimice de formare a numeroase tipuri de roci care îi conțin. La noi în țară,

Scanned with OKEN Scanner

studii efectuate asupra chimismului granaţilor din pegmatite se datoresc lui Metta (1930), Murariu şi Alexandrina Barbu (1974), Pomârleanu şi Murariu (1975), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976), Murariu şi Şabliovschi (1995), Murariu (1979, 1980, 1992-1993 b), Stumbea (1998), Murariu şi colab.(1986, 1990, 1997, 1998 a şi 1999 a).

Observaţiile de teren scot în evidenţă faptul că granaţii se întâlnesc atât în pegmatitele zonate cât şi în cele nezonate, în părţile marginale sau în zonele interne (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna; câmpurile pegmatitice Copalnic şi Răzoare – subprovincia pegmatitică Preluca; Teregova, munţii Semenic – subprovincia pegmatitică Getică etc.). În unele cazuri, ca de exemplu în pegmatitele de pe valea Rebrişoara (subprovincia pegmatitică Rodna) sau la Armeniş, munţii Semenic (subprovincia pegmatitică Getică), granaţii apar dispuşi împreună cu muscovit şi cuarţ şi pe fisuri care străbat corpurile de pegmatite. Acest aspect constituie, după cum au arătat Fersman (1931), Vlasov (1961), Salie (1975) etc. un indiciu în favoarea dezvoltării în corpurile pegmatitice a unor procese de substituţie metasomatică; care determină cristalizarea granatului spessartinic. Dintre mineralele cu care granaţii se asociază frecvent, amintim în primul rând cuarţul, cu care formează uneori concreşteri grafice (foto 7), feldspaţii plagioclazi şi muscovitul. În zona marginală a corpurilor pegmatitice (Între Rebre, Scărişoara + munţii Rodna; câmpul pegmatitic Răzoare – munţii Preluca etc.) granaţii se asocia-ză frecvent cu biotit şi cu turmalină. În pegmatitele feldspatice cu metale rare de la Teregova – munţii Semenic (subprovincia pegmatitică Getică), granatul este prezent alături de beril în zonele intermediare, iar în pegmatitele litifere din câmpul Conţu-Negovanu – munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică) granatul se asociază cu spodumen, muscovit şi cleavelandit. Mărimea cristalelor de granaţi variază în limite destul de largi, atât de la o ocurenţă pegmatitică la alta, cât şi după poziţia pe care o ocupă în cadrul structurii interne a corpurilor pegmatitice. Granaţii cu dimensiunile cele mai mari au fost prelevaţi din zonele interne ale pegmatitelor de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), din filonul Ciungi (câmpul pegmatitic Răzoare, subprovincia pegmatitică Preluca), Voislova – munţii Poiana Ruscă, Cataracte-munţii Lotru (subprovincia pegmatitică Getică) etc., unde ajung până la un diametru de 4-5cm (foto 7). Granaţii din pegmatite au o culoarea roz, roz-brun până la roşu-vişiniu, care se datorează conţinuturilor de mangan şi fier. Din punct de vedere morfologic, granaţii din pegmatitele cercetate se caracterizează prin forme simple de (*110*) (valea Rebra - munţii Rodna) şi (*211*) (Răzoare - munţii Preluca; Voislova - Munţii Poiana Ruscă; Despina - munţii Lotru etc.). Rareori apar şi combinaţii de (*110*) şi (*211*) (Pomârleanu şi Murariu, 1975). Uneori, granaţii formează o masă compactă, de culoare roz, aspect evidenţiat în pegmatitele seriei Baia de Arieş (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu, subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare; Murariu şi colab., 1988) şi în unele ocurenţe din bazinul superior al văii Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna; Murariu, 1979; Murariu şi colab., 1998 a).

Scanned with OKEN Scanner

În secțiuni subțiri, granații sunt, în general, incolori și cu relief puternic. Uneori sunt traversați de fisuri fine, pe care s-au depus: cuarț, feldspați, muscovit, hematit. Cristalele conțin frecvent incluziuni de cuarț, muscovit, uneori biotit și apatit. Prin alterare granatul spessartinic pune în libertate oxizi de mangan, care se distribuie sub formă de pete negricioase la contactul cristalelor de granat cu mineralele din jur.

Granații rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele au dimensiuni mult mai mici, iar formele cristalografice perfecte au o frecvență redusă. Menționăm faptul că în micașisturile cu disten și staurolit ale seriei Sebeș-Lotru s-au întâlnit cristale care prezintă fețe de creștere în trepte după (*110*). Granații se asociază cu biotit, muscovit, disten, staurolit, cuarț și feldspați în micașisturi și în gnaise, cu hornblendă, biotit, epidot în amfibolite. Dimensiunile cristalelor variază de la un tip de rocă metamorfică la alta. Cele mai mari cristale de granat s-au prelevat din micașisturi (Vârful Scărișoara, munții Rodna; valea Conțu, munții Cibin). Cristaloblastele de granați conțin frecvent incluziuni fine de cuarț, uneori muscovit, amfibol și minerale opace care imprimă o structură internă în S. În general, zona centrală a granaților este mai săracă în incluziuni.

Pentru stabilirea caracteristicilor geochimice ale compoziției soluției solide care contribuie la formarea seriei izomorfe a granaților din pegmatite, sunt utilizate un număr de 15 analize chimice complete, efectuate de autor (tabelul 55). Rezultatele analizelor chimice au fost prelucrate și interpretate comparativ, cu ajutorul diagramelor binare de corelație, a diagramelor ternare și a histogramelor.

Compoziția chimică a granaților din pegmatite arată că limitele de variație a oxizilor prezintă următoarele valori procentuale:

SiO_2	36,70 – 39,41	FeO	22,56 – 29,11
TiO_2	0,05 – 0,19	MnO	3,84 – 16,30
Al_2O_3	18,09 – 19,81	MgO	0,10 – 2,55
Fe_2O_3	2,10 – 5,10	CaO	0,32 – 6,53

Examinarea datelor analitice prezentate în tabelul 55 arată că granații analizați se caracterizează printr-un conținut, în general, apropiat de silice, cu excepția granaților în care au fost prezente incluziuni de cuarț (G-126: Tarnița Scărișoarei, subprovincia pegmatitică Rodna). Chimic, granații din pegmatite pun în evidență conținuturi ridicate în fier, mangan și mai scăzute de magneziu. În toate analizele, oxidul feros depășește cu mult valoarea oxidului feric, iar conținutul scăzut de titan este caracteristic pentru granații din pegmatite (Štefania Dávidová, 1968; Magakon, 1971; Murariu, 1979; Murariu și Șabliovschi, 1995; Anderson și colab., 1998). Distribuția geochimică a manganului arată că valorile cele mai ridicate se găsesc în granații din pegmatitele câmpului Răzoare (subprovincia pegmatitică Preluca: filonul Ciungi) și în cei din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu-Negovanu, munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). Conținutul ridicat de mangan al granaților din filonul Ciungi poate fi asociat cu prezența

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 55

Compoziția chimică și formulele cristalo-chimice ale granaților din pegmatitele provinciei Carpatice

%	Probe analizate														
	G-423	G-467	G-16	G-126	G-191	G-329	G-346	G-353	G-369	G-386	G-535	G-558	GV	GC	G-33
SiO_2	36,72	36,70	37,94	39,41	38,21	37,48	38,05	37,28	37,82	38,20	37,80	37,65	37,71	37,44	37,41
TiO_2	0,19	0,13	0,08	0,08	0,17	0,12	0,08	0,08	0,10	0,08	0,12	0,05	0,07	0,05	0,08
Al_2O_3	18,15	18,10	18,67	18,67	19,81	18,50	18,92	19,35	19,25	18,50	19,15	18,66	18,90	18,09	18,50
Fe_2O_3	5,10	3,07	3,91	3,91	3,42	3,91	2,11	2,10	2,21	3,82	2,83	3,11	3,52	3,80	2,42
FeO	22,56	24,11	26,88	26,88	27,40	26,10	27,58	27,87	27,88	26,43	26,01	26,38	29,11	24,65	25,78
MnO	16,14	16,30	6,65	6,65	3,84	6,97	10,33	9,81	7,21	9,30	10,80	10,11	6,23	12,35	15,28
MgO	0,61	0,70	1,21	1,21	0,88	1,86	1,04	0,66	0,67	0,44	1,51	1,88	2,55	1,70	0,10
CaO	0,90	1,12	4,78	4,78	6,53	5,18	2,23	3,10	5,11	3,52	1,43	1,94	1,45	1,35	0,32
F	95	95	93	93	94	90	94	96	95	97	88	89	87	89	99
M	4,5	4,8	7,4	7,4	5,4	11,2	6,2	4,0	4,0	2,9	9,2	12,6	13,5	10,9	0,6

Localizarea probelor: *subprovincia pegmatitică Preluca*: G-423-Valea Pleşii (câmpul Copalnic), G-467-filonul Ciungi (câmpul Răzoare); *subprovincia pegmatitică Rodna:* (Rb_3^{Cd}), G-16-Făget (Rb_3^{Sc}), G-126-Tarnița Scărişoarei, G-191-Între Rebre, G-329-Scărişoara, G-369-Între Rebre, G-386-valea Rebrişoara; *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: G-535-Pârâul Ursului (districtul pegmatitic Someşul Rece-valea Iara), G-558-Valea Mică (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu); *subprovincia pegmatitică Getică*: GV=Voislova (Munții Poiana Ruscă), GC-Cataracte (munții Lotru), G-33-Conțu-Negovanu (munții Cibin).

	Formulele cristalo-chimice														
Si	2,92	2,98	2,96	2,94	2,94	2,98	2,98	3,01	2,97	2,98	2,98	2,95	3,06	3,00	2,99
Al	0,08	0,02	0,04	0,06	0,06	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,06	3,00	3,00
Al	1,80	1,76	1,75	1,86	1,79	1,76	1,86	1,86	1,87	1,78	1,84	1,87	1,80	1,75	1,80
Fe^{3+}	0,20	0,18	0,25	0,24	0,13	0,24	0,13	0,13	0,13	0,23	0,16	0,13	0,21	0,23	0,23
Y	2,00	1,94	2,00	2,10	1,92	2,00	1,99	1,99	2,00	2,01	2,00	2,00	2,01	1,98	2,03
Fe^{2+}	1,66	1,66	1,92	1,97	1,99	1,81	1,94	1,93	1,95	1,92	1,87	1,88	1,98	1,70	1,87
Mn	1,15	1,13	0,48	0,64	0,28	0,49	0,73	0,69	0,51	0,68	0,72	0,79	0,43	0,86	1,13
Mg	0,06	0,09	0,15	0,06	0,11	0,23	0,13	0,08	0,08	0,06	0,24	0,18	0,31	0,21	0,01
Ca	0,08	0,09	0,43	0,32	0,61	0,46	0,20	0,27	0,46	0,33	0,17	0,13	0,13	0,12	0,02
X	2,95	2,97	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	2,97	3,00	2,99	3,00	2,98	2,85	2,89	3,03

Scanned with OKEN Scanner

în apropiere a zăcământului metamorfozat de Mn + Fe de la Răzoare. Valorile cele mai scăzute au fost determinate în granaţii separaţi din pegmatitele de la Voislova – munţii Poiana Ruscă (subprovincia pegmatitică Getică) şi din pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna). Comparativ cu valorile determinate de noi, Metta (1930) a găsit un conţinut de 14,53 % MnO în granaţii pegmatitelor din munţii Lotru (subprovincia pegmatitică Getică), iar Černý (1971) a determinat 9,02 % MnO în granaţii din pegmatitele feldspatice de la Smrček – Cehia. Între aceste valori se situează conţinutul de 8,88 % MnO prezentat de Gordienko şi Leonova (1976) pentru granaţii pegmatitelor din Karelia de Nord. Analiza cu microsonda electronică a granatului din pegmatitele de la Greer Lake-Manitoba arată un conţinut de 23,38 % MnO în zona marginală şi 35,96 % în zona centrală (Jobin-Bevans şi Černý, 1998).

Caracteristica distribuţiei geochimice a manganului în granaţii din corpurile pegmatitice zonate, o constituie creşterea conţinutului de mangan de la granaţii din zona marginală la granaţii din zona intermediară. Acest aspect este ilustrat grafic de figura 100 pentru granaţii corpului pegmatitic zonat Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna). Creşterea conţinutului de mangan al granaţilor de la zona marginală la cea intermediară, într-un corp pegmatitic, confirmă cercetările specialiştilor în pegmatitogeneză (Fersman, 1931; Vlasov, 1961; Solodov, 1971; Salie, 1975; Salie şi Globovitki, 1976;Murariu, 1979; Zagorski şi Kuznețova, 1990 etc.) după care, granaţii, în timpul evoluţiei geochimice a procesului pegmatitic, se supun schimbării compoziţiei, în sensul că îşi măresc evident conţinutul în molecule de spessartin.

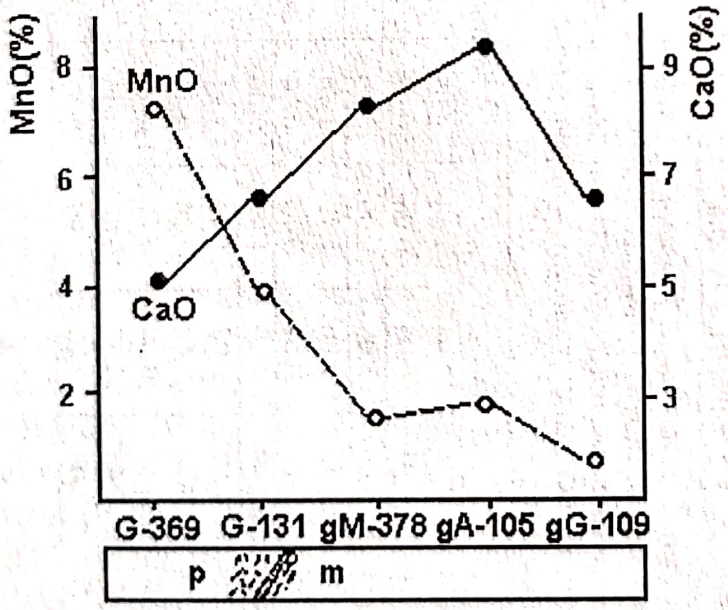


Fig.100. Profil geochimic cu distribuţia MnO şi CaO în granaţii din corpul pegmatitic Între Rebre (*p*) şi în granaţii din metamorfitele în-conjurătoare (*m*): *gM* - granaţi din micaşisturi, *gG* - granaţi din gnaise, *gA* - granaţi din amfibolite (Seria Rebra, Munţii Rodnei).

Comportarea geochimică a calciului în granaţii pegmatitelor zonate, comparativ cu cea a manganului apare inversă: valorile cele mai ridicate de conţinut apar în granaţii din zona marginală şi scad în granaţii din părţile interne

ale corpurilor pegmatitice. Conţinutul mediu al oxidului de calciu în granaţii analizaţi este apropiat de cel prezentat de Magakon (1971) pentru granaţii pegmatitelor metamorfice ale câmpului Mamsk din Siberia şi de Gordienko şi Leonova (1976) pentru granaţii pegmatitelor Kareliei de nord. Între valorile determinate de noi se situează şi conţinuturile de 2,80-3,25 % CaO ale granaţilor din pegmatitele zonei sud-estice a Manitobei, Canada (Teertstra şi colab.,1999).

Datele analitice din tabelulul 55 arată ca cel mai scăzut conţinut de magneziu (0,1 % MgO) caracterizează granaţii din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu-Negovanu din munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). Acest aspect este prezent şi în granaţii din pegmatitele cu metale rare de la Silveleat-Manitoba, în care Černý şi colab. (1981) au determinat 0,17-0,27 % MgO.

Conţinutul de magneziu al granaţilor luaţi în studiu este mult mai scăzut decât cel de mangan, cu o variaţie largă a valorilor cuprinsă între 0,10 şi 2,55 % MgO. Între aceste valori se situează conţinutul de 1,88 % MgO determinat de Černý (1971) în granaţii din pegmatitele ceramice de la Smrček – Cehia precum şi valorile 0,19-1,07 % MgO ale granaţilor din pegmatitele districtului Pala – California (Kleck şi Foord, 1999). Unele conţinuturi mai ridicate de magneziu ale granaţilor din zonele marginale ale corpurilor pegmatitice pot fi determinate de prezenţa în asociaţie a biotitului.

Fericitatea (*F*) granaţilor din pegmatite variază între 87 şi 99 mol.%, fiind destul de apropiată de valorile care caracterizează fericitatea granaţilor piralspitici ai rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele (Murariu, 1979, 1980). Valorile obţinute de noi sunt în deplină concordanţă cu cele prezentate de alţi autori pentru granaţii pegmatitelor din: Smrček (Černý, 1971), Karelia de Nord (Gordienko şi Leonova, 1976), Scutul Baltic (Salie şi Glebovitki, 1976), Siberia (Zagorski şi Kuznetova, 1990) etc. Granaţii pegmatitelor situate în metamorfitele seriei Baia de Arieş şi cei din pegmatitele situate în granitoidul de Vinţa (districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu, subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare) prezintă valori apropiate ale fericităţii. Relaţia dintre fericitatea şi magnezialitatea granaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice este reprezentată grafic în figura 101.

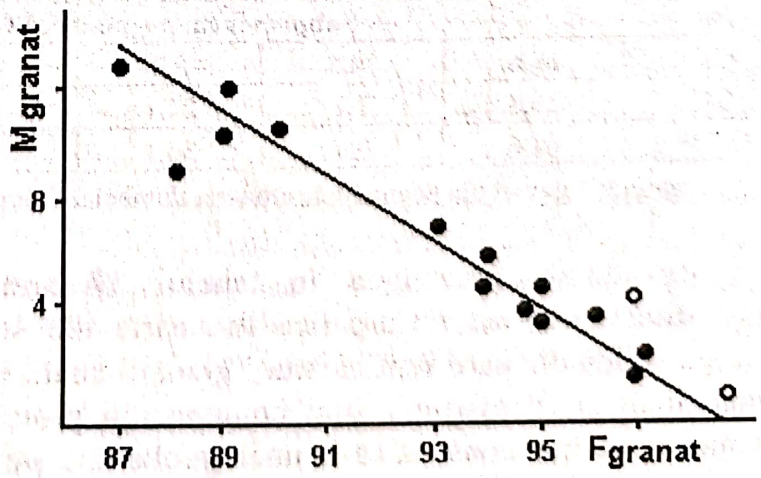


Fig. 101. Corelaţia *F:M* în granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice; (•) - granaţi din pegmatitele feldspatice şi din cele muscovitice; (○) - granaţi din pegmatitele cu metale rare (albit-spodumenice).

Scanned with OKEN Scanner

Pentru a urmări mai uşor şi a caracteriza mai bine compoziţia granaţilor din pegmatite s-au calculat formulele cristalo-chimice (tabelul 55). Din examinarea formulelor cristalo-chimice se observă că aluminiul nu satisface valoarea teoretică necesară completării grupei *Y*, el fiind suplinit de către Fe^{3+} (0,13-0,25). În acelaşi timp, suma elementelor bivalente din poziţia *X* este destul de apropiată de valoarea ideală (*X* = 3); majoritatea formulelor structurale prezintă un mic deficit al elementelor în poziţia *X* (valoarea maximă 0,15).

Din analizele chimice totale, s-au calculat procentele moleculare ale componenţilor seriei izomorfe a granaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice (tabelul 56).

Tabelul 56

Compoziţia normativă a granaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Componenţi (%)					
	Almandin	Pirop	Spessartin	Andradit	Grossular	Calderit
Subprovincia pegmatitică Preluca						
G-423	56,2	2,2	38,6	3,0	-	-
G-467	55,8	3,0	31,8	3,1	-	6,3
Subprovincia pegmatitică Rodna						
G-16	65,6	3,0	16,4	12,8	2,1	-
G-126	65,7	1,9	21,4	10,9	-	-
G-191	66,5	3,8	9,4	11,2	9,1	-
G-329	60,6	7,5	16,4	12,0	3,5	-
G-346	64,5	4,3	24,5	6,6	-	-
G-353	65,3	2,8	22,8	6,5	2,6	-
G-369	64,8	2,8	17,0	7,0	8,3	-
G-386	63,7	2,7	22,7	10,8	-	-
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare						
G-535	62,7	6,5	21,6	4,4	-	4,8
G-558	62,1	7,9	20,1	5,9	-	4,0
Subprovincia pegmatitică Getică						
GV	69,6	10,8	8,2	4,4	-	6,9
GC	58,8	7,2	22,1	4,1	-	7,7
G-33*	61,6	0,4	30,1	1,0	-	6,8

- absent; * granat din pegmatitele albit-spodumenice, câmpul Conţu-Negovanu, munţii Cibin.

Rezultatele prezentate în tabelul 57 arată că granaţii separaţi din pegmatitele provinciei Carpatice fac parte din seria izomorfă a piralspitelor. Soluţia solidă din care sunt alcătuiţi granaţii analizaţi scoate în evidenţă faptul că almandinul şi spessartinul sunt componenţii principali ai acestor minerale. De asemenea, se mai constată că în unele probe lipseşte molecula de grossular, aspect

Scanned with OKEN Scanner

întâlnit şi în granaţii din alte câmpuri cu roci pegmatitice: Volînia – Ukraina (Lazarenko şi colab., 1960), Carpaţii Mici – Slovacia (Štefánia Dávidová, 1968), Ardino – Bulgaria (Sekiranov şi colab., 1995) (tabelul 58).

Tabelul 57

Compoziţia normativă medie a granaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice

Componenţi (%)	Subprovincia pegmatitică				
	Preluca	Rodna	Gilău-Muntele Mare	Getică	
Pirop	2,6	3,6	7,2	9,0	0,4
Almandin	56,0	64,6	62,4	64,1	61,6
Spessartin	35,2	18,8	20,8	15,2	30,1
Andradit	3,0	9,6	5,2	4,3	1,0
Grossular	-	3,2	-	-	1,0
Calderit	3,2	-	4,4	7,3	6,8

Tabelul 58

Compoziţia normativă (%) a granaţilor din pegmatite

Autori, localizare	Pirop	Almandin	Spessartin	Grossular	Andradit	Calderit
Tröger (1959)	2,5±3	37,5±20	55,0±21	1,5±2	2,0±2	1,5±4
Dobreţov şi colab. (1977)[1]	5,9±2,6* 1,5±1,9** 1,1±1,6***	64,0±7,0 38,5±1,0 11,0±5,9	26,2±9,4 55,8±8,1 84,3±6,2	3,4±2,7 3,0±2,8 3,0±1,7	0,7±1,4 1,2±2,5 0,3±1,8	-
Volînia	7,7	64,7	25,6	-	2,0	-
Carpaţii Mici	6,45	55,82	26,07	-	6,56	5,10
Smrček[2]	8,00	57,85	21,83	8,14	4,17	-
Maršiko[3]	1,5-4,4	26,7-33,4	61,2-71,5	0,4-1,0	-	-
Siberia[4]	0,2	31,9	66,7	1,2	-	-
Karelia[1]	15,41	60,68	20,86	1,35	1,70	-
Ardino	1,5	18,3	80,2	-	-	-
Greer Lake						
- centru	0,1	15,6	82,7	1,3	-	-
- margine	1,0	40,9	54,8	3,3	-	-
Pala	3,2	54,9	41,5	0,4		-
România	4,87	61,57	23,75	0,80	5,25	3,67

- absent; [1] pegmatite (în general); [2] pegmatite ceramice; [3] pegmatite cu metale rare (subtipul beril+columbit); [4] pegmatite albit-spodumenice; *pegmatite micafere; **pegmatite cu metale rare (almandin + 0,3 ± 1,1 skiagit); ***pegmatite cu metale rare (spessartin + 0,3 ± 2,9 skiagit).

Scanned with OKEN Scanner

Examinarea datelor prezentate în tabelele 56 şi 57 mai scoate în evidenţă şi faptul că granaţii pegmatitelor cu metale rare se caracterizează prin conţinuturi ridicate de spessartin (+calderit) şi scăzute de pirop. Dacă luăm în considerare analizele noastre, se constată că în granaţii pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul pegmatitic Conţu-Negovanu – munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică) conţinutul de spessartin+calderit este de 36,9 % , iar cel de pirop de 0,4 %. Această particularitate este prezentă şi în granaţii din alte câmpuri pegmatite cu metale rare. Menţionăm, în acest sens, valorile de 59,8-77,5 % spessartin şi 0,4 % pirop prezentate de Zagorski şi Kuznețova (1990) pentru granaţii pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul pegmatitic "Glavnîi" – Siberia şi de Černý şi colab.(1995) pentru granaţii din pegmatitele cu beril de la Maršiko-Moravia: 61,2-71,5 % Sps şi 1,5-4,4 % Prp. Granaţii din pegmatitele cu metale rare din sud-estul Manitobei – Canada conţin, de asemenea, cantităţi importante de component spessartinic: 55-60 % (Anderson şi colab., 1998). Analiza cu microsonda electronică a granaţilor din pegmatitele de la Greer Lake-Manitoba (Jobin-Bevans şi Černý, 1998) confirmă comportarea cantitativă a componenţilor pirop şi spessartin în granaţii din pegmatitele cu metale rare (tabelul 58). Valorile scăzute de pirop şi ridicate de spessartin din granaţii pegmatitelor cu metale rare confirmă datele obţinute de Dobreţov şi colab.(1977) prezentate în tabelul 58. În acest caz, cantitatea de pirop scade evident de la granaţii din pegmatitele muscovitice la granaţii din pegmatitele cu metale rare, iar componentul spessartinic creşte semnificativ în pegmatitele cu metale rare. În analizele noastre, unele conţinuturi mai ridicate de spessartin au fost determinate şi în granaţii din pegmatitele subprovinciei pegmatitice Preluca. Aceste valori pot fi corelate cu prezenţa în câmpul pegmatitic Răzoare a mineralizaţiilor metamorfozate de mangan. Spre deosebire de granaţii pegmatitelor cu metale rare, granaţii din pegmatitele feldspatice şi din cele muscovitice ale câmpului Răzoare conţin mai mult pirop (2,2-3,0 %). Pe baza unor analize chimice efectuate cu microsonda electronică, Lang şi colab. (1997) prezintă următoarea compoziţie normativă a granaţilor din filonul pegmatitic Ciungi (subprovincia pegmatitică Preluca): 64 % Alm + 26 % Sps + 7 % Prp + 1% Gross. Autorii citaţi menţionează absenţa zonalităţii în granaţii pegmatitici ca urmare a unei cristalizări rapide a acestora.

Introducerea moleculei de *calderit* ($3MnO{\cdot}Fe_2O_3{\cdot}3SiO_2$) în compoziţia granaţilor a fost necesară în cazul analizelor în care a apărut un surplus de Fe_2O_3 şi o insuficienţă de CaO. În acest sens, rezultatele obţinute de noi sunt apropiate de valorile care caracterizează conţinutul moleculei de calderit a granaţilor din pegmatitele Carpaţilor Mici: 2,06-6,38 % (Štefania Dávidová, 1968). Menţionăm că, la noi în ţară, granaţi cu moleculă de calderit au mai fost indentificaţi de Vlad (1974) în skarnele de la Dognecea, de Bălan şi Margareta David (1978) în micaşisturile din dealul Negru (munţii Lotru) – în asociaţie cu oxizi manganiferi, de Paulina Hârtopanu şi colab. (1992) în cadrul zăcământului metamorfozat de mangan şi de fier de la Răzoare (munţii Preluca Lăpuş). Recent, Paulina Hârtopanu şi Scott (1997) au descris calderit într-o paragenează ortopiroxen+rodocrozit+apatit

Scanned with OKEN Scanner

identificată în zăcământul metamorfozat de la Răzoare; parageneza citată constituie, după autorii menţionaţi, rezultatul unui metamorfism prograd, în facies granulitic. De asemenea, Paulina Hârtopanu şi colab. (1997) au prezentat următoarea compoziţie normativă pentru granaţii zăcământului metamorfozat de mangan de la Delineşti (munţii Semenic):40-45 % Sps; 45-60 % Cld; 0-5 % Alm.

Datele asupra componenţilor normativi ai granaţilor sunt prezentate sub formă de diagrame de însumare, caracteristice pentru fiecare subprovincie pegmatitică (fig.102). Analiza diagramelor de însumare arată că în toate cazurile componentul predominant al granaţilor este almandinul, cu valoarea cea mai ridicată determinată în granatul din pegmatitele muscovitice de la Voislova – munţii Poiana Ruscă (subprovincia pegmatitică Getică). Al doilea component, caracteristic granaţilor din pegmatite, este, după cum s-a mai arătat, spessartinul – care prezintă valori cuprinse între 8,2 şi 38,6 %.

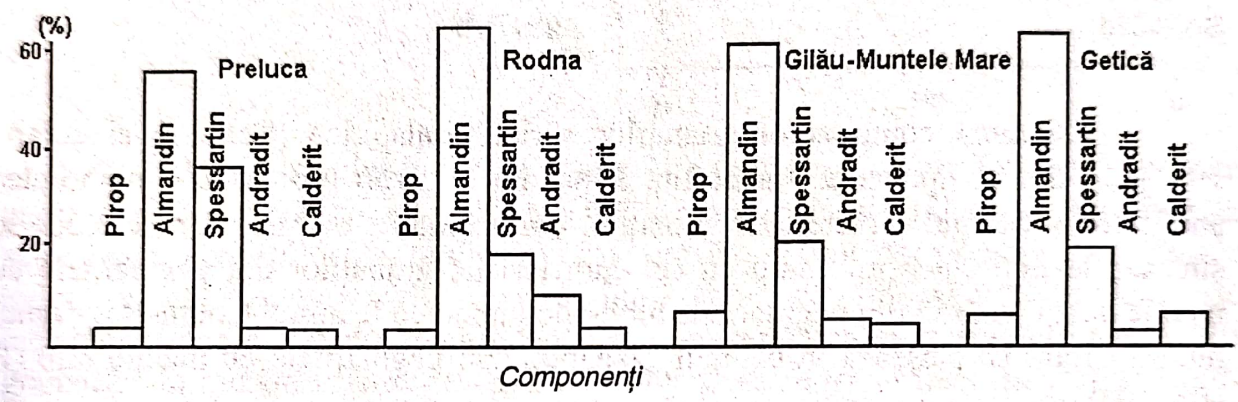


Fig.102. Diagrama de însumare a componenţilor normativi ai granaţilor din pegmatitele provinciei Carpatice.

Compoziţia granaţilor analizaţi arată că formarea în pegmatite a granaţilor bogaţi în molecule de spessartin a avut loc după cristalizarea turmalinei negre (schörlit) care a fixat o parte din fier în compoziţia sa. Rezultatele obţinute de noi se încadrează între valorile prezentate de Dobreţov şi colab. (1977) pentru granaţii din pegmatitele micafere (tabelul 58).

Pe diagrama ternară din figura 103, pentru comparaţie, pe lângă punctele de proiecţie ale componenţilor normativi ai granaţilor din cele patru subprovincii pegmatitice din ţara noastră, s-au proiectat şi valorile componenţilor care caracterizează granaţii din pegmatitele de la Volînia – Ukraina (Lazarenko şi colab., 1960), din pegmatitele Carpaţilor Mici (Stefánia Dávidová, 1968) şi din pegmatitele câmpului "Glavnîi" – Siberia (Zagorski şi Kuznețoava, 1990). Din examinarea acestei diagrame se constată că termenii granaţilor din pegmatite sunt distribuiţi în apropierea laturii spessartin+calderit:almandin+pirop. Acest aspect confirmă faptul că în granaţii din pegmatite componenţii principali sunt almandinul şi spessartinul. În acelaşi timp, diagrama evidenţiază apropierea în compoziţie a granaţilor din diferite câmpuri pegmatitice precum şi îmbogăţirea în spessartin (± calderit) a granaţilor din pegmatitele cu metale rare.

Scanned with OKEN Scanner

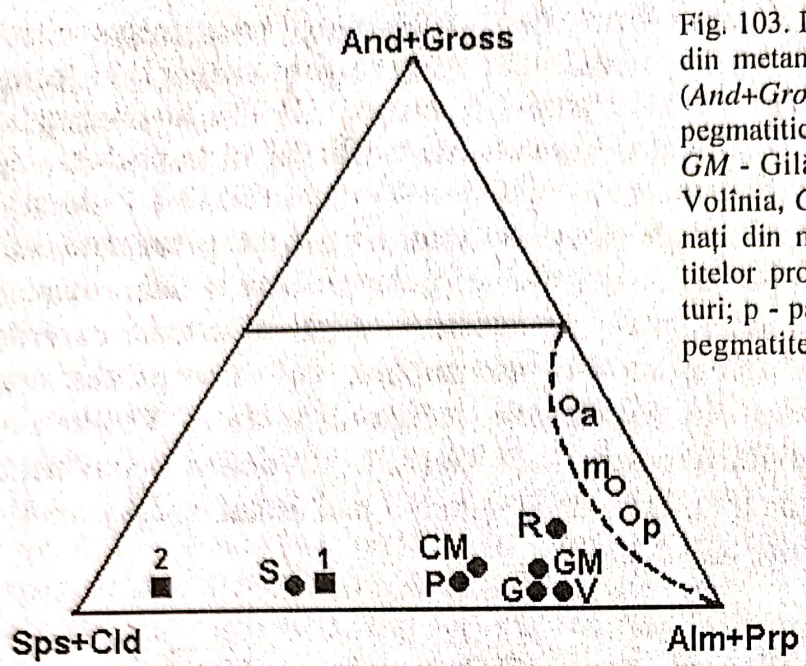


Fig. 103. Distribuţia granaţilor din pegmatite şi din metamorfitele înconjurătoare în diagrama (*And+Gross*):(*Sps+Cld*):(*Alm+Prp*). Provincia pegmatitică Carpatică: *P* - Preluca , *R* - Rodna, *GM* - Gilău – Muntele Mare, *G* - Getică. *V* - Volînia, *CM* - Carpaţii Mici, *S* - Siberia. Granaţi din metamorfitele înconjurătoare pegmatitelor provinciei Carpatice (○): m - micaşisturi; p - paragnaise; a - amfibolite. Granaţi din pegmatite cu metale rare (●) 1 - almandine, 2 - spessartine.

În diagrama compoziţiei granaţilor seriei piralspitice (Sokolov şi colab., 1962) cei trei componenţi: spessartin, almandin şi pirop proiectează majoritatea analizelor în câmpul caracteristic granaţilor din pegmatite cu mica. Unele probe se situează la limita acestui câmp cu cel caracteristic granaţilor din pegmatitele cu metale rare. Granatul din pegmatitele albit-spodumenice (câmpul Conţu-Negovanu, munţii Cibin) se plasează în câmpul granaţilor din pegmatitele cu metale rare (I) (fig. 104).

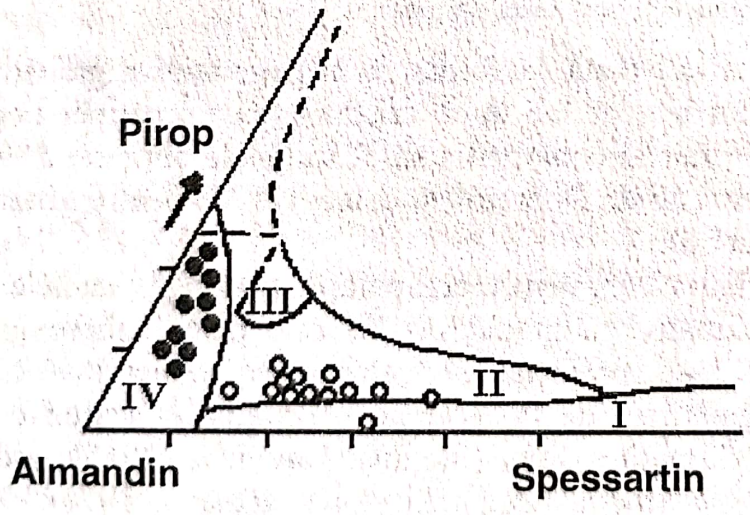


Fig.104. Diagrama compoziţiei granaţilor seriei piralspitice: I - câmpul granaţilor din pegmatitele cu metale rare; II - câmpul granaţilor din pegmatitele micafere; III - câmpul pegmatitelor fără mica; IV - câmpul granaţilor din metamorfitele faciesului amfibolitic.

Acest aspect este confirmat şi de dispunerea granaţilor pegmatitelor provinciei Carpatice în zona de interferenţă a câmpurilor pegmatitelor cu muscovit, respectiv pegmatitelor cu muscovit şi metale rare din diagrama FeO:MgO:MnO (Salie, 1975; fig.177).

Investigări cu microsonda electronică au arătat că principalii cationi nu au o distribuţie omogenă în cadrul granaţilor pegmatitici. În diagrama din figura 105

Scanned with OKEN Scanner

se remarcă, în acest sens, îmbogăţirea zonelor marginale în calciu şi a părţii centrale în fier şi mangan.

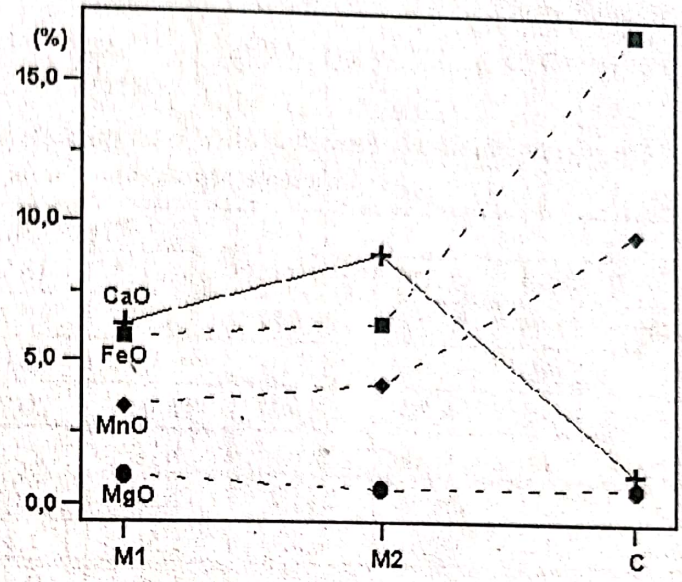


Fig.105. Diagrama de variaţie a conţinuturilor de MgO, MnO, FeO şi CaO într-un cristal de granat al pegmatitelor de pe valea Rebra – Subprovincia pegmatitică Rodna. Profil investigat cu microsonda electronică: *M* – margine; *C* – centru.

Studiul chimismului granaţilor din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele prezintă un interes deosebit, deoarece aceste minerale, sensibile la schimbarea condiţiilor de temperatură şi presiune, sunt considerate ca minerale index, a căror compoziţie variază în funcţie de intensitatea gradului de metamorfism. Contribuţii semnificative la caracterizarea şi la studiul comportării granaţilor în metamorfismul prograd precum şi în retromorfism au fost aduse în ultimul timp şi ca urmare a numeroase investigaţii cu microsonda electronică.

Chimismul granaţilor din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele (tabelele 59 şi 60) prezintă unele particularităţi faţă de cel al granaţilor din pegmatite. Astfel, conţinutul de titan, fier şi cel de magneziu este mai ridicat decât în granaţii din pegmatite, în timp ce cantitatea de mangan este mult mai scăzută. Granaţii din pegmatite şi din rocile metamorfice înconjurătoare se aseamănă însă din punct de vedere al conţinuturilor de silice şi alumină.

Urmărind distribuţia geochimică a manganului în granaţii rocilor metamorfice, se remarcă o variaţie semnificativă, în funcţie de roca din care aceştia au fost separaţi. Pentru a evidenţia grafic acest aspect, în figura 100 se prezintă un profil geochimic din care se observă micşorarea conţinutului de mangan de la granaţii din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna), până la granaţii din gnaisele înconjurătoare. Demn de remarcat este conţinutul mai ridicat în mangan al granaţilor din metamorfitele seriei Baia de Arieş (formaţiunile: Răzoare; Preluca Nouă) din munţii Preluca. Distribuţia geochimică a calciului pune în evidenţă o creştere a conţinuturilor, de la granaţii din pegmatite la granaţii din rocile metamorfice înconjurătoare (fig.100). Valorile cele mai ridicate de calciu apar în granaţii din amfibolite, iar conţinutul cel mai scăzut a fost determinat în granaţii separaţi din micaşisturile cu disten şi staurolit ale seriei Sebeş-Lotru (munţii Lotru). Între aceste valori se situează conţinuturile de

calciu ale granaţilor din gnaise. Examinarea datelor analitice mai scoate în evidenţă şi alte deosebiri ale chimismului granaţilor în cadrul rocilor metamorfice din care au fost separaţi.

Tabelul 59

Compoziţia chimică şi formulele cristalo-chimice ale granaţilor din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice

%	Probe analizate								
	gM-1	gM-79	gM-313	gM-372	1830	1180	4	2	3
SiO_2	37,25	37,23	38,26	38,18	35,73	37,01	39,45	42,8	43,2
TiO_2	0,63	0,43	1,51	0,43	0,85	0,58	1,51	nd	nd
Al_2O_3	20,90	18,80	18,49	18,21	20,75	21,50	20,70	18,4	16,2
Fe_2O_3	5,32	4,20	3,10	4,17	24,76	6,60	3,48	1,9	4,5
FeO	27,91	29,46	24,02	28,32		27,30	29,44	27,2	24,6
MnO	2,11	0,69	2,00	1,54	1,31	1,26	1,76	4,0	3,3
MgO	2,40	3,31	2,50	3,80	0,55	4,40	3,15	0,8	3,2
CaO	3,57	5,95	10,43	5,60	-	1,70	0,60	4,0	4,9
Total	100,1	100,1	100,3	100,2	99,98	100,3	100,1	99,1	99,9
Coeficienţi geochimici									
F	88	84	85	81	91	80	84	95	82
M	14	16	15	19	3	22	17	4	18
Formulele cristalo-chimice									
Si	2,83	2,97	2,95	2,97	2,87	2,82	3,21	3,38	3,37
Al	0,17	0,03	0,05	0,03	0,13	0,18	0,00	0,00	0,00
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,21	3,38	3,37
Al	1,70	1,73	1,72	1,72	1,83	1,78	1,98	1,71	1,49
Fe^{3+}	0,29	0,24	0,19	0,26	-	0,24	0,02	0,17	0,26
Ti	0,04	0,03	0,09	0,02	0,05	0,03	-	-	-
Y	2,01	2,00	2,00	2,00	1,88	2,05	2,00	1,88	1,75
Fe^{2+}	1,97	2,01	1,64	1,94	1,65	2,05	1,96	1,79	1,61
Ca	0,57	0,52	0,88	0,49	1,39	0,16	0,13	0,33	0,41
Mg	0,29	0,40	0,30	0,46	0,06	0,60	0,38	0,09	0,37
Mn	0,04	0,05	0,14	0,11	0,06	0,10	0,12	0,26	0,22
Fe^{3+}	0,00	0,01	0,01	0,00	-	0,00	0,19	0,00	0,00
X	2,97	2,99	2,97	3,00	3,16	2,91	2,78	2,47	2,61

- necalculat. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieş): gM-1 - Runcuşoare, formaţiunea Răzoare; *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): gM-79 - Făget (Rb_3^{Sc}); gM-313 - valea Rebrişoara (Rb_3^{Sc}); gM-372 - Vârful Scărişoara (Rb_3^{Cd}); 1838 (Emilia Mosonyi, 1999-analiză ME); *subprovincia pegmatitică Getică* (Seria Sebeş-Lotru): 1180 - munţii Lotru (Pomârleanu şi Murariu, 1973); 4 - Armeniş, munţii Semenic (Savu şi colab., 1967); *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare* (Dimitrescu şi Ioachim, 1972): 2 - seria Baia de Arieş; 3 - seria Someş.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 60

Compoziţia chimică şi formulele cristalo-chimice ale granaţilor din gnaisele şi din amfibolitele câmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice

%	gG109	G3	gG433	gG465	gG537	gG16	gA105	gA108	gA305
SiO_2	39,72	44,77	36,78	36,76	37,27	38,18	42,90	40,83	40,61
TiO_2	1,25	-	1,11	0,40	0,66	0,57	1,50	1,38	1,25
Al_2O_3	20,80	14,07	19,22	18,66	20,91	20,53	19,04	19,13	18,55
Fe_2O_3	4,25	22,88	3,26	5,62	5,31	6,51	2,82	2,11	2,17
FeO	24,50		29,12	28,32	27,87	27,33	21,18	23,64	22,98
MnO	0,77	-	2,20	2,10	2,14	0,93	1,83	1,75	1,58
MgO	2,06	7,68	2,64	2,38	2,40	3,86	1,13	1,74	2,25
CaO	6,50	10,60	5,65	6,31	3,47	1,80	9,50	9,85	10,70
Total	99,85	100,0	99,98	100,05	100,03	99,71	99,90	100,43	100,0
Coeficienţi geochimici									
F	87	62	87	92	88	81	91	88	86
M	15	38	15	13	14	20	8	11	15
Formulele cristalo-chimice									
Si	2,83	3,43	2,96	2,97	2,83	2,72	2,82	2,87	2,96
Al	0,17	-	0,04	0,03	0,17	0,22	0,18	0,13	0,04
Z	3,00	3,43	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al	1,68	1,27	1,74	1,74	1,70	1,76	1,72	1,78	1,78
Fe^{3+}	0,23	-	0,20	0,24	0,27	0,24	0,20	0,13	0,14
Ti	0,07	-	0,06	0,02	0,04	0,02	0,06	0,09	0,08
Y	1,98	1,27	2,00	2,00	2,01	2,02	1,98	2,00	2,00
Fe^{2+}	1,93	1,46	1,99	1,97	2,14	2,21	1,70	1,72	1,62
Ca	0,65	0,87	0,49	0,57	0,34	0,19	0,98	0,91	0,96
Mg	0,29	0,88	0,32	0,29	0,33	0,55	0,16	0,27	0,28
Mn	0,06	-	0,15	0,14	0,16	0,07	0,15	0,13	0,11
Fe^{3+}	0,07	-	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
X	3,00	3,21	2,95	3,01	3,00	3,02	2,99	3,04	2,97

Localizarea probelor: Granaţi din gnaise: *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): gG-109 - valea Rebra (Rb_3^{Sc}); *subprovincia pegmatitică Preluca* (seria Baia de Arieş): gG-433 - Valea Domoşei (formaţiunea Preluca Nouă); gG-465 - Valea Arşiţei (formaţiunea Răzoare); *subprovincia pegmatitică Gilău* (seria Someş): gG-537 - valea Iara; *subprovincia pegmatitică Getică* (seria Sebeş-Lotru): gG-16 - valea Conţu, munţii Cibin. Granaţi din amfibolite: *subprovincia pegmatitică Rodna* (seria Rebra): gA-105 - valea Rebra; gA-108 - Scărişoara; gA-305 - vârful Detunata; G3 - (Emilia Mosonyi, 1999; analiză ME).

O primă constatare se referă la granaţii din amfibolite, care conţin mai mult titan, mangan şi calciu decât granaţii din micaşisturi. Rezultatele noastre mai arată

Scanned with OKEN Scanner

valori ridicate de magneziu în granaţii din micaşisturi şi gnaise, comparativ cu cei din amfibolite, valori condiţionate de frecvenţa biotitului în rocile respective.

Variaţia unor oxizi în granaţii rocilor metamorfice este condiţionată şi de intensitatea metamorfismului regional. Aspectele remarcate de noi sunt în deplină concordanţă cu concluziile cercetătorilor care s-au ocupat de această problemă (Miyashiro, 1953; Sobolev, 1964;Velikoslavinski, 1965; Atherton, 1966; Savu şi colab., 1967; Sokolov, 1970; Kasper, 1974; Kasper şi Irina Bratosin, 1974; Dobreţov şi colab., 1977; Dimitrescu şi Kasper, 1978 etc.). Analizele noastre indică în acest sens o mărire a conţinutului de siliciu şi de magneziu precum şi o scădere a conţinutului de mangan şi calciu o dată cu creşterea gradului de metamorfism.

Analiza cu microsonda electronică arată că principalii cationi din structura granaţilor metamorfici nu au o distribuţie uniformă. Se constată, în acest sens, o variaţie inversă a fierului şi manganului precum şi o îmbogăţire în calciu a zonelor marginale. În conformitate cu modelul de fracţionare-levigare al manganului, în condiţii retrograde, acest element – o dată eliberat – va migra spre interiorul granatului determinând o creştere a componentului spessartinic. În condiţii retrograde, plagioclazul şi hornblenda pun în libertate calciul, care determină îmbogăţirea în grossular a zonelor externe ale granaţilor. Aceste rezultate, precum şi cele obţinute de Emilia Mosonyi (1999), confirmă relaţia dintre chimismul granaţilor şi gradul de metamorfism, stabilită de noi cu ajutorul analizelor chimice clasice ale granaţilor din metamorfitele provinciei pegmatitice Carpatice.

Fericitatea granaţilor din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele variază în funcţie de roca din care aceştia au fost separaţi. Cea mai ridicată fericitate este caracteristică granaţilor din gnaise (92 %), iar valorile mai scăzute au fost determinate în granaţii din micaşisturi (tabelul 59). În general, fericitatea granaţilor scade o dată cu gradul de metamorfism. Comparativ cu aceste valori, granaţii din pegmatite prezintă o fericitate mai ridicată. Magnezialitatea granaţilor metamorfici este mult mai scăzută decât fericitatea; valorile mai mici sunt caracteristice granaţilor din amfibolite, iar granaţii din micaşisturi şi din gnaise au în general o magnezialitate destul de apropiată (tabelele 59 şi 60).

Relaţia dintre fericitatea şi magnezialitatea granaţilor din rocile metamorfice este asemănătoare cu cea pusă în evidenţă pentru granaţii pegmatitici. În diagrama din figura 106 se remarcă faptul că, la valori ridicate ale fericităţii, magnezialitatea granaţilor rocilor metamorfice este scăzută. În perechea granat+biotit din micaşisturile seriei Rebra (Munţii Rodnei) sunt demne de menţionat corelaţiile pozitive dintre fericitatea granatului şi a biotitului precum şi între magnezialitatea granatului şi a biotitului (Murariu, 1979).

Unele aspecte geochimice ale compoziţiei granaţilor rocilor metamorfice pot fi evidenţiate şi din examinarea formulelor cristalochimice (tabelele 59 şi 60). În acest sens, se remarcă faptul că majoritatea granaţilor metamorfici prezintă un deficit mic de siliciu care este compensat cu valori corespunzătoare de aluminiu, iar participarea elementelor în poziţiile *X* şi *Y* este destul de apropiată de valorile teoretice. Astfel, în poziţia *Y*, Al, Fe^{3+} şi Ti ocupă poziţii pe un interval restrâns,

Scanned with OKEN Scanner

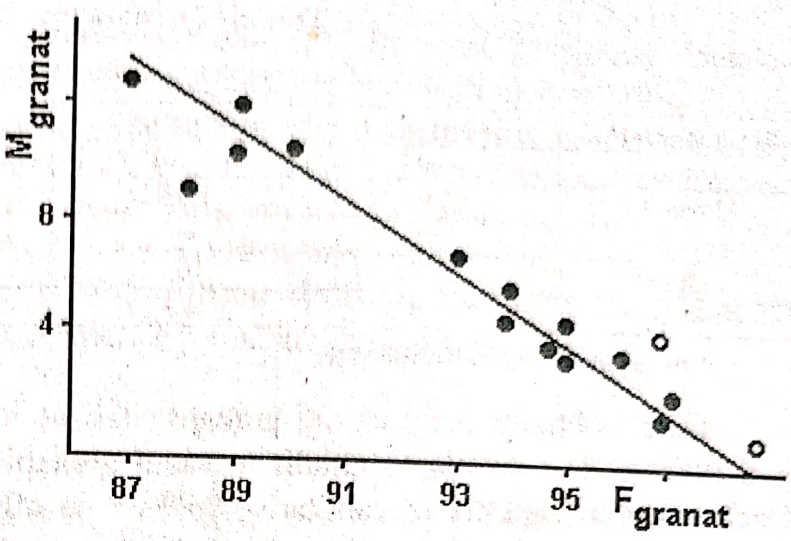


Fig.106. Corelația *F:M* în granații din metamorfitele înconjurătoare pegmatitelor provinciei Carpatice: (○) granați din micașisturi; (●) granați din gnaise; (+) granați din amfibolitite.

cuprins între 1,98 și 2,05, iar în poziția *X*, intervalul ocupat de Fe^{2+}, Mg, Ca, Fe^{3+}, este mai larg și variază între 2,78 și 3,04. În cadrul elementelor din poziția *X* granații din rocile metamorfice indică valori mai ridicate pentru Ca, Mg și mai scăzute pentru Mn, comparativ cu granații din pegmatite.

Pe baza analizelor chimice s-a calculat și compoziția normativă a granaților din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele (tabelul 61).

Tabelul 61

Compoziția normativă a granaților din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice

Componenți (%)	Granați din micașisturi								
	gM-1	gM-79	gM-313	gM-372	gM-378	1180	4	2	3
Pirop	10,5	13,47	10,20	15,51	11,05	20,32	13,70	0,5	14,5
Almandin	71,9	67,44	55,41	65,01	59,92	70,74	77,30	74,8	64,2
Spessartin	5,5	1,64	4,65	3,96	3,53	3,30	4,30	10,9	8,5
Andradit	11,5	12,82	9,62	12,88	7,93	5,64	1,10	6,9	15,2
Grossular	0,6	4,63	20,12	2,64	17,56	-	3,60	6,9	0,6

Componenți (%)	Granați din gnaise				
	gG-109	gG-433	gG-465	gG-537	gG-16
Pirop	9,8	10,8	9,9	11,0	18,3
Almandin	65,7	67,4	66,3	71,9	73,0
Spessartin	2,1	5,1	5,0	5,6	2,5
Andradit	15,4	10,0	10,3	11,5	6,1
Grossular	6,9	6,6	8,5	-	-

Componenți (%)	Granați din amfibolite			
	gA-105	gA-108	gA-305	*
Pirop	5,40	7,68	9,52	14,1±4,2
Almandin	56,94	57,40	54,55	59,8±5,2
Spessartin	4,96	4,30	3,78	4,3±5,2
Andradit	10,20	6,90	6,91	3,2±4,0
Grossular	22,50	23,72	25,23	18,6±5,4

- absent; * Dobreţov şi colab. (1977)

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 61 (continuare)

Compoziţia normativă medie

Componenţi (%)	Micaşisturi	Gnaise	Amfibolite	Metamorfite*
Pirop	14,04	12,0	7,53	11,19
Almandin	65,97	68,9	56,30	63,72
Spessartin	3,56	4,1	4,35	4,00
Andradit	8,33	10,7	8,00	9,01
Grossular	8,10	4,3	23,81	12,07

* micaşisturi+gnaise+amfibolite.

Datele obţinute arată că toţi granaţii analizaţi sunt piralspite, cu unele valori mai ridicate de grossular+andradit în cazul granaţilor din amfibolitele cu calcit. Dacă urmărim raporturile cantitative în care se află almandinul faţă de ceilalţi termeni ai granaţilor, se constată procente superioare în favoarea almandinului, fapt care, coroborat cu prezenţa feldspatului plagioclaz având un conţinut mai mare de 30 % An, constituie o dovadă a intensităţii gradului de metamorfism, corespunzător faciesului amfibolitic. Participarea piropului este mai ridicată în granaţii din micaşisturi şi mai scăzută în granaţii din amfibolite.

Distribuţia cantitativă a componenţilor normativi ai granaţilor din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele, reprezentată în diagrama de însumare din figura 107, arată şi pe cale grafică faptul că termenul predominant al soluţiei solide este almandinul cu valorile cele mai ridicate în granaţii din micaşisturi şi paragnaise.

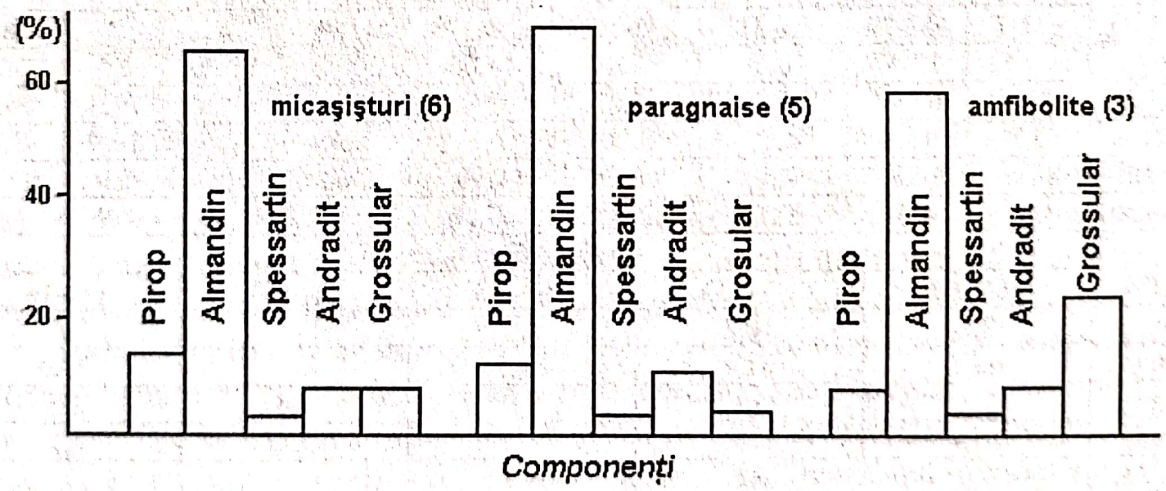


Fig.107. Diagrama de însumare a componenţilor normativi ai granaţilor din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice. În paranteză este trecut numărul de analize chimice.

Valoarea almandinului în granaţii din ortognaise confirmă gradul de metamorfism al rocilor, corespunzător faciesului amfibolitic, apreciat cu ajutorul diagramelor *Q:Ab:Or* şi *An:Ab:Or*. În granaţii din amfibolite, grossularul predomină andraditul, piropul şi spessartinul. Acest aspect este în deplină concordanţă cu datele prezentate de Dobreţov şi colab. (1977) pentru compoziţia

Scanned with OKEN Scanner

normativă a granaților din amfibolite (tabelul 61). În acest sens, toate datele obținute de noi se încadrează între valorile prezentate de autorii menționați.

În figura 108 se prezintă, comparativ, diagrama de însumare a componenților normativi ai granaților din pegmatitele şi din rocile metamorfice în care acestea sunt localizate. Din compararea acestor diagrame de însumare, se observă că în granații din pegmatite predomină termenii almandin şi spessartin, pe când în granații din rocile metamorfice, valorile ridicate de almandin sunt în echilibru cu cantități mici, dar apropiate ca mărime, de pirop, andradit şi grossular.

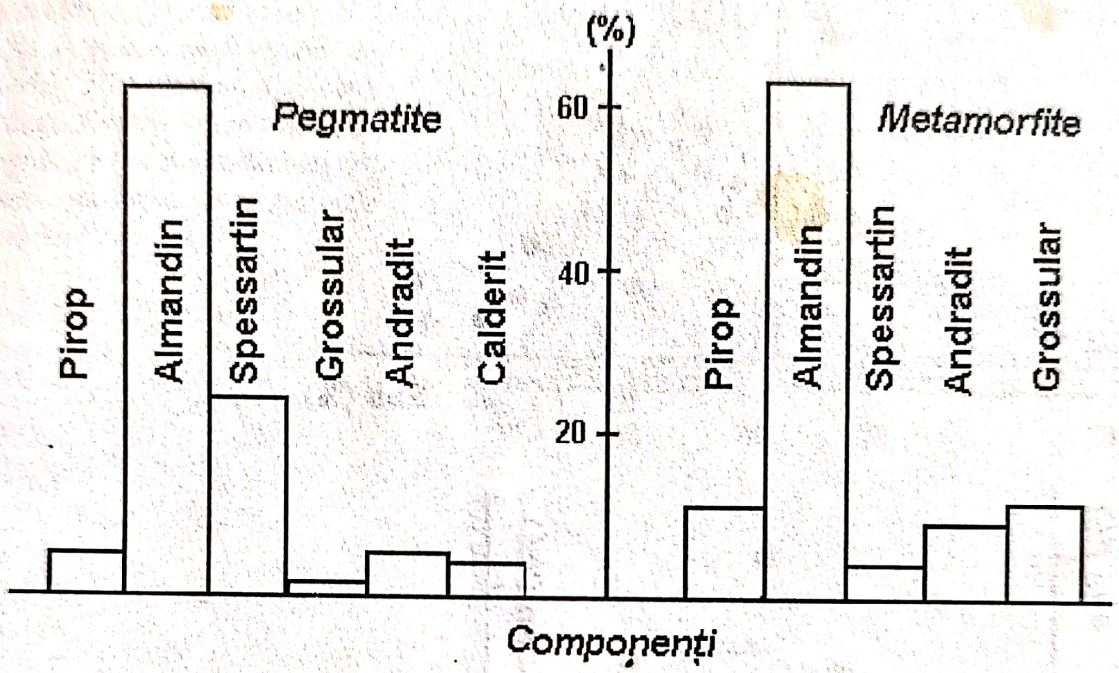


Fig. 108. Diagrama de însumare comparativă a componenților normativi ai granaților din pegmatitele provinciei Carpatice şi din metamorfitele înconjurătoare.

Compoziția granaților rocilor metamorfice, comparativ cu cea a granaților din pegmatite, este reprezentată şi în diagrama triunghiulară din figura 104. Granații din pegmatitele subprovinciilor Preluca, Rodna, Gilău-Muntele Mare şi Getică se situează de-a lungul laturii almandin+pirop : spessartin+calderit, iar granații din rocile metamorfice înconjurătoare se dispun de-a lungul laturii almandin+pirop : andradit+grossular. În acest fel, câmpul de proiecție al granaților din pegmatite este bine separat de câmpul granaților din rocile metamorfice. În cadrul granaților din pegmatite, se remarcă şi pe această cale îmbogățirea acestora în spessartin+calderit. Relațiile dintre unii componenți ai seriei izomorfe a granaților prezentate în figura 109 evidențiază grafic diferența compozițională dintre granații pegmatitici şi cei ai rocilor metamorfice înconjurătoare.

Pentru a confirma, cu ajutorul granaților, faciesul metamorfic în care s-au format rocile din care aceştia au fost separați, se folosesc cu succes o serie de diagrame care utilizează componenții chimici şi normativi sau valorile elementelor din formulele cristalo-chimice.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel, în diagrama ternară elaborată de Velikoslavinski (1965), care utilizează componenţii principali ai soluţiei solide, granaţii din rocile metamorfice ale seriilor: Rebra, Baia de Arieş, Someş şi Sebeş-Lotru se situează, în cea mai mare parte, în zona centrală a câmpului corespunzător faciesului amfibolitelor cu almandin (fig.110).

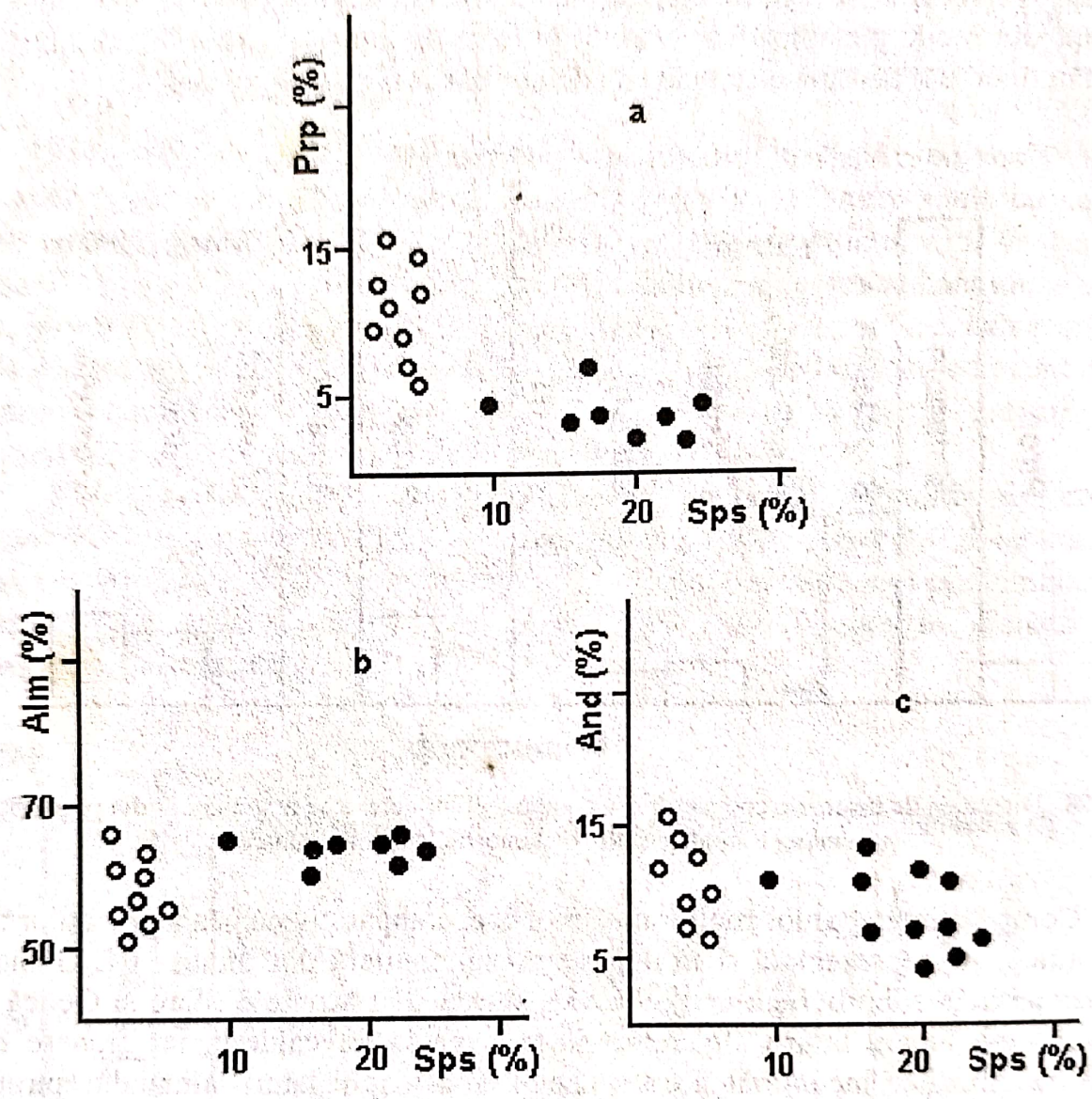


Fig. 109. Corelaţiile Prp:Sps *(a)*, Alm: Sps *(b)*, And:Sps *(c)* în granaţii din pegmatitele (•) şi din micaşisturile (○) subprovinciei pegmatitice Rodna.

De asemenea, şi în diagrama granaţilor seriei piralspitice elaborată de Sokolov şi colab. (1962), granaţii din mezometamorfitele în care sunt localizate pegmatitele se proiectează în câmpul caracteristic faciesului amfibolitic (fig. 104). Alţi cercetători (Sturt, 1962; Nandi, 1967) au construit diagrame în care sunt grupaţi fierul şi magneziul, pe de o parte, şi calciul şi manganul, pe de altă parte, separând, astfel, diferitele zone de metamorfism. În diagrama din figura 111 (Sturt, 1962), granaţii din micaşisturile şi gnaisele în care sunt localizate pegmatitele se

se situează în zonele cu: granat, staurolit, disten şi sillimanit, confirmând şi pe această cale creşterea conţinutului de fier şi magneziu al granaţilor o dată cu intensificarea gradului de metamorfism. Acest aspect este confirmat sugestiv de scăderea valorii parametrului a_o, de la 11,63Å (zona cu granat) la 11,51 Å (zona cu disten).

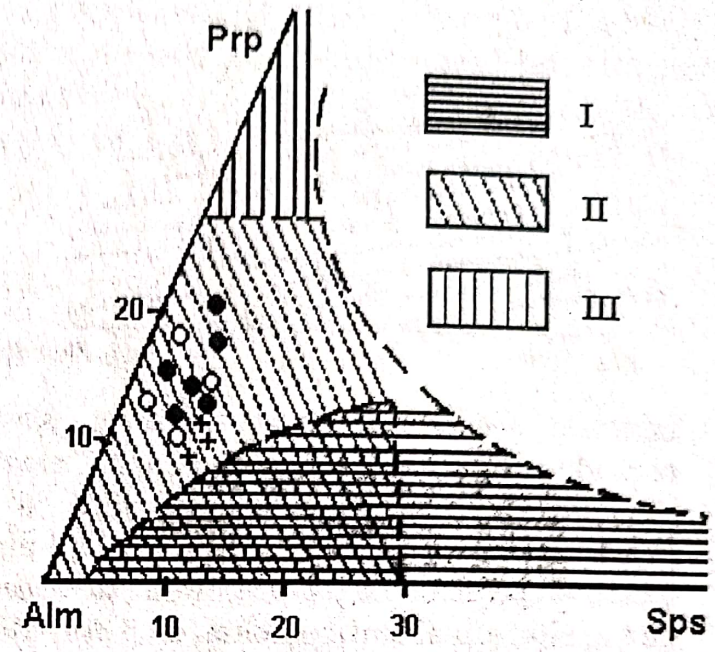


Fig.110. Diagrama Prp:Alm:Sps: *I*- câmpul faciesului şisturilor verzi şi al amfibolitelor cu epidot; *II* - câmpul faciesului amfibolitelor cu almandin; *III* - câmpul faciesului granulitic. Granaţi din micaşisturile (•), gnaisele (○) şi amfibolitele (+) în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice.

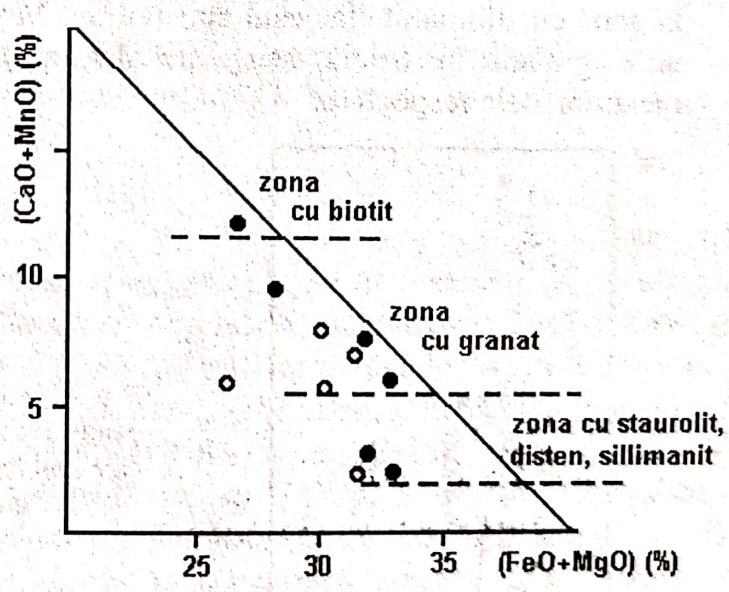


Fig.111. Diagrama (CaO+MnO): (FeO+MgO) pentru granaţii din micaşisturile (•) şi gnaisele (○) în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice.

Compoziţia granaţilor din metamorfitele-gazdă şi din pegmatitele provinciei Carpatice este redată – în corelaţie cu parametrii N şi a_o – în diagrama din figura 112 ; reprezentarea grafică confirmă compoziţia normativă a granaţilor analizaţi, care se situează în două câmpuri caracteristice.

Pe baza unor reacţii propuse de Saxena (1968) s-a constatat că numai magneziul şi calciul sunt supuşi la variaţii absolute în granaţii rocilor metamorfozate regional. În acest caz, magneziul, pe măsura intensificării condiţiilor de metamorfism, participă în mod crescând la compoziţia granatului, provenind din alte minerale coexistente, în timp ce calciul este eliminat spre aceste

Scanned with OKEN Scanner

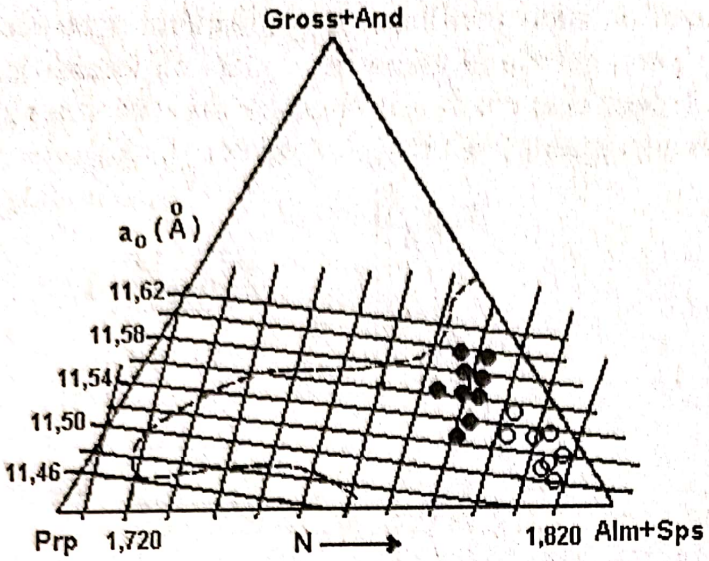


Fig.112. Diagrama compoziției granaților piralspitici din pegmatitele (○) și din metamorfitele (●) provinciei Carpatice.

minerale. Plecând de la acest aspect, Kasper (1974) a conceput o diagramă bazându-se pe variația acestor două elemente; diagrama utilizează valoarea calciului din formula cristalo-chimică și raportul MgO/MgO+FeO+MnO al granaților din rocile metamorfice. Granații din micașisturile și gnaisele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice se dispun în zona cu almandin (faciesul de tranziție sau al amfibolitelor cu epidot; Miyashiro, 1994), în zona cu staurolit și în zona cu sillimanit (faciesul amfibolitic; Miyashiro, 1994) (fig.113). Îmbogățirea unor granați în calciu se poate datora și retromorfismului, care a afectat metamorfitele respective.

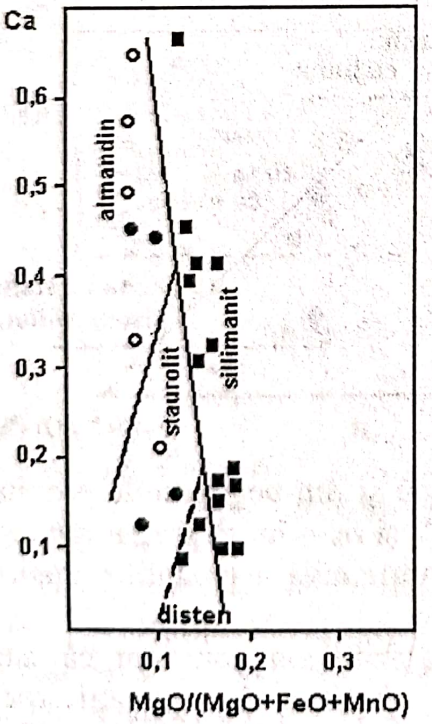


Fig. 113. Diagrama Ca(ufc):MgO/(MgO+FeO+ MnO) pentru granații din micașisturile (○) și gnaisele (●) în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice; (□) granați din micașisturi (Kasper, 1974).

În diagrama ternară Almandin : Pirop : (Spessartin+Grossular) (Gomez și Sassi, 1983) granații din metamorfitele-gazdă ale pegmatitelor provinciei Carpatice

se situează în câmpul granaţilor din metamorfite cu grad înalt şi mediu de metamorfism.

În spectrele IR ale granaţilor, din pegmatitele subprovinciei Preluca (Murariu, 1983; fig.114), benzile de absorbţie din domeniul frecvenţelor scăzute sunt tipice pentru structura generală a acestor minerale (Dimanche şi Tarte, 1965). În domeniul frecvenţelor ridicate, benzile de absorbţie sunt însă caracteristice piralspitelor (Omori, 1971). Benzile de absorbţie de la 476, 565, 631 cm^{-1} indică prezenţa moleculei de spessartin, iar cele de la 455, 875, 900, 970 cm^{-1} sunt caracteristice almandinului.

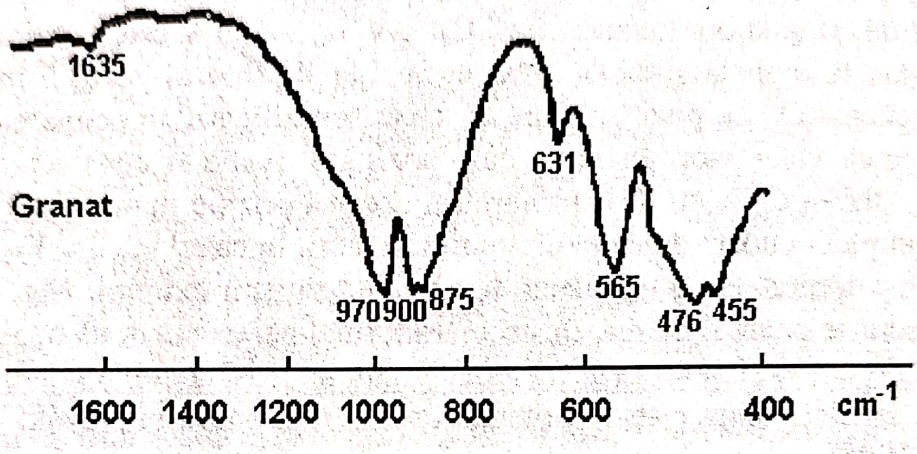


Fig.114. Spectrul în IR al granatului din pegmatitele de pe Valea Pleşei – subprovincia pegmatitică Preluca.

3.1.5. Turmalina

În ultimul timp, literatura de specialitate oferă date semnificative referitoare la mineralele grupei turmalinei, ca urmare a numeroase cercetări de ordin structural, chimic şi experimental. Contribuţii remarcabile în acest sens au fost aduse de Werding şi Schreyer (1984), Henry şi Guidotti (1985), Povondra şi Novák (1986), Burt (1989), Henry şi Dutrow (1990), Grice şi Ercit (1993), Mac Donald şi Hawthorne (1995), Henry şi colab.(1999) etc. Totuşi, în prezent mai există încă unele incertitudini privind cristalo-chimia turmalinelor. La acest aspect se adaugă dificultăţile în ceea ce priveşte analiza cu microsonda electronică a unor elemente chimice ca: B, Li, H, precum şi stabilirea stărilor de oxidare ale fierului şi ale manganului. În compoziţia turmalinei participă un spectru larg de elemente chimice majore şi minore, aspect confirmat de numărul important de varietăţi naturale şi sintetice, care prezintă un domeniu larg al dimensiunilor celulei elementare *(a,c)* şi al legăturilor *X*-O, *Y*-O, *Z*-O.

După Hawthorne şi Henry (1999) formula cristalo-chimică a turmalinei poate fi redată astfel: $XY_3Z_6[T_6O_{18}]\,[BO_3]_3V_3W$,

în care: X = Na, K, Ca, □ (vacanţe);

$Y = Fe^{2+}$, Mg, Li, Mn^{2+}, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, Fe^{3+}, Ti;

Z = Al, Mg, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+};
T = Si, Al, (B);
B = B, □ (vacanțe);
V = OH, O≡[O (3)];
W= OH, F, O≡[O (1)].

Poziția X poate fi ocupată de Na, K, Ca şi vacanțe (□). În funcție de aceşti cationi, au fost separate trei subgrupe principale: turmaline cu alcalii (Na+K); turmaline cu calciu (Ca) şi turmaline cu vacanțe. Constituenții principali ai poziției Y sunt: Mg, Fe^{2+}, Li, Al, Fe^{3+}, iar poziția Z este ocupată de cationii trivalenți, în special de Al şi subordonat de Fe^{3+},Cr^{3+}, V^{3+}. Poziția V este dominată de OH^-, dar mai poate fi ocupată şi de O^{2-} , iar în poziția W, fluorul poate fi însoțit de OH^- şi O^{2-}. Prezența O^{2-} în poziția W are un efect semnificativ în ocuparea poziției Y prin satisfacerea valențelor. În acest caz, poziția V poate fi considerată ca un sistem binar (OH^-— O^{2-}), cu OH^- preferat în această poziție numai dacă pozițiile Y şi Z sunt complet ocupate de către cationii trivalenți. În cazul în care V= OH^- , poziția Y poate fi interpretată ca un sistem ternar, cu termenii extremi: Mg, Fe^{2+}—Li —Al. După cum se poate remarca, în structura turmalinei există două poziții în care apare OH^- : V= O (3) şi W= O (1) . Valoarea anionilor (OH^- +F^-) poate fi mai mică de 4(ufc), iar deficiența este completată de O^{2-} (Povondra şi Novák, 1986; Taylor şi colab.,1995).

În funcție de anionii din poziția W în diagrama F^-:O^{2-}:OH^-, sunt separate trei subgrupe de turmalină: cu F, cu O, cu OH.

Turmalina este prezentă în toate câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice, fiind unul dintre mineralele accesorii caracteristice pegmatitelor *granitice* din România (Pomârleanu şi Murariu, 1970; Murariu şi Maria Dumitrescu, 1976; Murariu, 1979; Mârza, 1985; Hann, 1987; Murariu şi colab., 1997, 1998 a, 1999 a), justificând existența unui mediu de cristalizare bogat în volatile (B, F, OH). Turmalina se întâlneşte în zona marginală, uneori la limita cu roca înconjurătoare, sub formă de prisme radiare (*sonnenturmalin*), în general paralele cu linia de contact (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna; câmpul pegmatitic Copalnic – subprovincia pegmatitică Preluca; câmpul pegmatitic Conțu – subprovincia pegmatitică Getică) sau perpendicular pe planul de contact: Teregova - munții Semenic; Voislova - Munții Poiana Ruscă (subprovincia pegmatitică Getică; Dittler şi Kirnbauer, 1931; Superceanu, 1957; Pomârleanu şi Murariu, 1970). În câmpul pegmatitic Răzoare din subprovincia Preluca, filonul Ciungi s-a caracterizat printr-o zonă considerabil îmbogățită în turmalină, adevărate turmalinite (Kalmár, 1973). În părțile interne ale corpurilor pegmatitice, turmalina apare în cuiburi caracteristice, în zona intermediară, spre zona centrală – unde poate atinge dimensiuni decimetrice (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna; Teregova, munții Semenic; Măgura-Tâlva, munții Țarcu – Muntele Mic, Streaja, Haneş, Pietrele Albe, munții Lotru – subprovincia pegmatitică Getică; valea Iara – subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare) (foto 1 şi 17). În corpul pegmatitic Scărişoara (sub-

Scanned with OKEN Scanner

provincia pegmatitică Rodna), conținutul în turmalină a ajuns la cca 9 % (Murariu, 1979).

Turmalina se asociază cu feldspați, frecvent cu cuarț, uneori cu muscovit în părțile interne ale corpurilor pegmatitice, iar în zona marginală cu granați, biotit, plagioclazi, cuarț, muscovit. Studiul asociației turmalinei cu mineralele menționate confirmă observațiile lui Stoicovici și colab. (1957), Brotzen (din Deer și colab., 1962), Murariu (1979), după care, una dintre cele mai caracteristice asociații ale turmalinei negre este cu cuarțul, generând uneori aspectul de *turmalină grafică* (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna; Cataracte, Tâlva, vârful Ursu – subprovincia pegmatitică Getică; Murariu, 1979; Hann, 1987). Concreșteri turmalină+cuarț au fost descrise de Lister (1979) în pegmatitele din Cornwall și de Martin (1982) în pegmatitele de la Little Tree, Ramona – California. Lister (1979) a sugerat o combinație între cristalizarea rapidă și difuzia lentă în topitură, ca urmare a eliberării de volatile sau a răcirii la contactul cu rocile-gazdă mai reci. Cristalele de turmalină asociate micelor se distribuie frecvent cu axa *c* în lungul planelor de clivaj ale biotitului și muscovitului.

Observată la microscop, turmalina prezintă pleocrosim pronunțat de la galben-brun la verde închis, birefringență ridicată și culori de interferență vii. În unele cazuri, turmalina a fost corodată puternic de către cuarț sau, mai rar, de muscovit. În secțiuni transversale, la unele cristale de turmalină, s-a constatat o distribuție zonară a intensității de culoare, de la verde intens în părțile marginale, la albastru în partea centrală. Variația intensității de culoare arată că, în procesele de cristalizare a turmalinei, o dată cu aceasta s-a modificat atât compoziția fluidului cât și condițiile de temperatură și presiune de formare a turmalinei. În zonarea cristalelor de turmalină un rol important îl are variația *p*H-lui, a fO_2 precum și modificarea stării de oxidare a fierului în echilibrul fluid-mineral. În acest caz au avut loc mai multe cicluri de depunere a turmalinei, caracteristice seriei schörlit-dravit. Acest aspect a fost pus în evidență de deosebirile între temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide de la o zonă la alta a cristalelor de turmalină (Pomârleanu și Murariu, 1970) precum și de analizele cu microsonda electronică.

În unele cazuri, cristalelele de turmalină din zona marginală a corpurilor pegmatitice se întâlnesc sub formă de *șiruri de cristale*, care prezintă deformații de la cele lamelare la cele rupturale. Acest aspect scoate în evidență faptul că procesul de creștere a cristalelor de turmalină s-a produs de-a lungul fisurilor și subordonat în adâncimea rocii compacte, în condițiile unui mediu bogat în volatile. Aceste *șiruri de cristale*, denumite de Nikitin (1957) *forme de creștere forțată*, pledează pentru formarea pe cale metasomatică a turmalinei în prezența unui aport de bor. Lazarenko și colab. (1960) menționează formarea schörlitului prin substituția metasomatică a feldspaților potasici, procesul fiind însoțit de albitizare precum și de cantități importante de silice, care constituie cauza asociației frecvente a turmalinei cu cuarțul:

$$30K(AlSi_3O_8) + 6B_2O_3 + 12(Fe,Mg)O + 5Na_2O + 4H_2O =$$
$$4Na(Fe,Mg)_3Al_6B_3Si_6O_{28}(OH)_2 + 6NaAlSi_3O_8 + 48SiO_2 + 15K_2O$$

Scanned with OKEN Scanner

Potasiul disponibil participă la cristalizarea muscovitului, iar fierul şi magneziul necesare reacţiei provin din deferizarea biotitului. Observaţiile microscopice, precum şi asociaţia mineralogică, confirmă posibilitatea formării turmalinei negre după reacţia prezentată anterior, în corpurile pegmatitice din bazinul superior al văii Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna, în unele pegmatite ale câmpului Conţu – subprovincia pegmatitică Getică etc.

În corpurile pegmatitice în care nu s-a manifestat mai intens procesul de albitizare (Scărişoara – subprovincia pegmatitică Rodna; câmpul pegmatitic Copalnic – subprovincia pegmatitică Preluca etc.), cristalizarea turmalinei a decurs conform reacţiei prezentate de Lazarenko şi colab. (1960) pentru turmalina din pegmatitele de la Volînia (Ukraina):

$$12KAlSi_3O_8 + 3B_2O_3 + 6(Fe,Mg)O + Na_2O + 2H_2O =$$
$$2Na(Fe,Mg)_3B_3Al_6Si_6O_{28}(OH)_2 + 6K_2O + 24SiO_2$$

Turmalina se mai poate forma şi pe seama biotitului, mai ales în zona marginală a corpurilor pegmatitice. Procesul care se desfăşoară în prezenţa borului duce la cristalizarea schörlitului (Kunitz, 1929). Turmalina poate cristaliza şi în urma reacţiei granaţilor almandin-spessartinici cu oxizii de sodiu şi de bor:

$$3R_3Al_2Si_3O_{12} + 0{,}5Na_2O + 1{,}5B_2O_3 + H_2O =$$
$$NaR_3Al_6B_3Si_6O_{28}(OH)_2 + 6RO + 3SiO_2$$

Observaţiile de teren au stabilit că turmalina apare uneori, ca porfiroblaste, în rocile metamorfice din vecinătatea corpurilor pegmatitice. Menţionăm în acest sens prezenţa turmalinei în micaşisturile şi gnaisele seriilor Rebra (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna) şi Sebeş-Lotru (valea Conţu, munţii Cibin – subprovincia pegmatitică Getică).

Evoluţia comună a pegmatitelor şi a metamorfitelor-gazdă sugerează eliberarea borului din minerale argiloase ale sedimentelor marine care, în urma reacţiei cu alumosilicaţii, formează turmalină. În subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare, turmalina mai este prezentă în migmatite precum şi în Granitul de Muntele Mare.

Formele de cristale cele mai comune, întâlnite frecvent în zona de contact a pegmatitelor cu metamorfitele înconjurătoare, prezintă habitus lung prismatic, cu dezvoltarea feţelor de prismă hexagonală *a* (*1120*) sau a celor de prismă trigonală *a* (*0110*). Subordonat apar şi cristale de turmalină cu habitus scurt prismatic, cu feţe bitermale (Pomârleanu şi Murariu, 1970).

Pentru caracterizarea geochimică a turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice se utilizează un număr de 14 analize chimice efectuate de autor şi două analize existente în literatura de specialitate, prezentate de Metta (1930) şi de Stoicovici şi colab. (1957), pentru turmalina pegmatitelor munţilor Lotru (subprovincia pegmatitică Getică) şi respectiv turmalina din pegmatitele cristalinului Gilăului (subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare) (tabelele 62 a şi 62 b). La

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 62 a

Compoziția chimică a turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice și valorile coeficienților cristalo-chimici

%	Subprovincia Preluca			Subprovincia Rodna					
	T-420	T-430	T-R	T-15	T-24	T-36	T-50	T-82	T-337
SiO_2	36,54	35,50	36,68	36,90	36,14	35,75	36,57	36,01	35,07
TiO_2	0,38	0,08	0,39	0,55	0,52	0,50	0,57	0,37	0,35
Al_2O_3	34,63	32,63	34,71	34,95	35,48	37,05	35,12	34,88	33,71
B_2O_3	10,71	9,72	9,33	6,63	8,42	6,25	9,20	9,05	10,15
Fe_2O_3	3,72	6,53	6,20	3,91	3,27	2,38	2,85	2,90	1,49
FeO	4,35	10,06	6,31	9,09	8,73	8,37	7,65	9,35	12,18
MnO	0,06	0,32	0,12	0,16	0,13	0,14	0,14	0,16	0,18
MgO	5,16	0,44	0,76	4,27	3,94	3,71	3,46	3,16	1,02
CaO	0,67	0,53	2,38	0,85	0,71	0,70	1,52	0,85	0,24
Na_2O	0,53	0,74	0,31	0,42	0,24	0,62	0,50	0,50	1,72
K_2O	0,63	1,04	0,23	0,47	0,19	0,20	0,19	0,19	0,27
H_2O^+	2,58	2,36	2,33	2,42	2,20	2,48	2,58	2,44	3,01
Coeficienți geochimici									
F	39	94	87	65	60	58	64	65	87
M	68	7	17	38	45	44	45	37	13
Fe/Fe+Mg	0,63	0,97	0,98	0,80	0,80	0,76	0,76	0,83	0,94
Na/Na+Ca	0,60	0,71	0,18	0,48	0,38	0,60	0,37	0,50	0,93
Coeficienți cristalo-chimici									
Si	6,01	6,09	6,18	6,29	6,12	6,19	6,11	6,09	5,96
Al_T	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
B	3,04	2,88	2,71	2,00	2,46	1,86	2,67	2,64	2,98
Al_Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Fe^{2+}	0,59	1,44	0,88	1,29	1,23	1,21	1,06	1,32	1,73
Fe^{3+}	0,69	0,84	0,78	0,50	0,41	0,31	0,34	0,37	0,19
Mg	1,26	0,11	0,19	1,08	0,99	0,95	0,86	0,79	0,25
Mn	0,008	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Ti	0,04	0,01	0,05	0,07	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04
Al	0,71	0,61	0,90	0,90	1,03	1,56	0,97	0,95	0,72
Y	3,38	3,05	2,82	3,88	3,73	4,10	3,31	3,49	2,97
Na	0,17	0,25	0,10	0,14	0,08	0,20	0,16	0,16	0,57
K	0,13	0,23	0,05	0,10	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06
Ca	0,11	0,10	0,43	0,15	0,13	0,13	0,27	0,15	0,04
X	0,41	0,58	0,58	0,39	0,25	0,37	0,47	0,35	0,67
O	28,17	28,30	28,38	28,25	28,55	28,14	28,13	28,25	27,58
OH	2,83	2,70	2,62	2,75	2,45	2,86	2,87	2,75	3,42

- nedeterminat; a - absent. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Preluca* (Pomârleanu și Murariu, 1970; Murariu și Maria Dumitrescu, 1976): T-420 - Valea Pleșii (formațiunea Valea Cavnicului); T-430 - Valea Domoșei (formațiunea Preluca Nouă); T-R - Răzoare (formațiunea Preluca Nouă); *subprovincia pegmatitică Rodna* (Rb_3^{Sc}; Murariu, 1979): T-15 - Între Rebre (zona marginală); T-24 - Între Rebre (zona de contact cu micașisturile); T-50 - Scărișoara (zona intermediară); T-82 - Între Rebre (zona intermediară); T-337 - Valea Caselor (Rb_2).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 62 b

Compoziția chimică a turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice și valorile coeficienților cristalo-chimici

%	Subprovincia Gilău			Subprovincia Getică				Date comparative	
	T-535	T-579	T-G	T-L	T-V	T-T	T-35	2077[1]	6[2]
SiO_2	35,11	35,74	42,39	39,00	35,42	35,43	35,65	37,26	35,62
TiO_2	0,30	0,33	-	0,12	0,22	0,13	0,75	0,15	0,42
Al_2O_3	36,63	34,49	37,65	28,79	36,19	34,17	34,48	34,39	35,03
B_2O_3	9,79	9,67	4,28	3,98	8,72	10,45	10,06	11,16	10,27
Fe_2O_3	3,83	2,60	2,57	8,16	4,72	4,01	3,65	0,13	1,33
FeO	7,27	9,59	-	4,97	8,08	9,80	8,95	10,06	11,29
MnO	0,12	0,08	0,08	1,48	0,18	0,12	0,12	0,38	0,14
MgO	2,87	3,42	2,81	7,12	1,21	1,10	0,77	0,16	1,07
CaO	0,73	0,70	0,94	0,38	1,86	2,10	2,08	0,32	0,13
Na_2O	0,83	0,86	-	4,02	0,45	0,84	1,40	1,89	1,40
K_2O	0,18	0,25	-	0,44	0,16	0,47	0,11	0,12	0,13
H_2O^+	2,44	2,35	0,60	2,12	2,06	2,30	2,18	2,88	2,79
Coeficienți geochimici									
F	63	64	-	40	82	85	88	97	86
M	41	39	-	72	11	16	13	3	14
Fe/Fe+Mg	0,82	0,81	-	0,69	0,93	0,94	0,95	0,99	0,93
Na/Na+Ca	0,63	0,69	-	0,95	0,18	0,41	0,54	0,92	0,95
Coeficienți cristalo-chimici									
Si	5,87	6,03	7,61	6,85	6,06	6,16	6,03	6,02	6,01
Al_T	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0.00	0,00	0,00
B	2,82	2,81	1,32	1,20	2,57	3,14	2,93	3,10	2,99
Al_Z	6,00	6,00	6,00	5,96	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Fe^{2+}	1,01	1,32	-	0,73	1,15	1,42	1,26	1,36	1,59
Fe^{3+}	0,48	0,33	0,34	1,08	0,60	0,53	0,46	0,01	0,17
Mg	0,72	0,84	0,75	1,86	0,30	0,28	0,19	0,05	0,26
Mn	0,01	0,01	0,01	0,22	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Ti	0,03	0,04	-	0,01	0,02	0,01	0,09	0,01	0,05
Al	1,09	0,86	1,97	a	1,30	1,01	0,87	1,25	0,69
Y	3,47	3,40	3,07	3,90	3,39	3,26	2,98	2,71	2,78
Na	0,23	0,27	-	1,37	0,15	0,28	0,43	0,59	0,46
K	0,03	0,05	-	0,09	0,02	0,10	0,02	0,02	0,01
Ca	0,13	0,12	0,18	0,07	0,68	0,39	0,36	0,05	0,02
X	0,39	0,44	0,18	1,53	0,85	0,77	0,81	0,66	0,49
O	28,28	28,41	20,29	28,52	28,66	28,33	28,50	27,90	27,86
OH	2,72	2,59	0,71	2,48	2,34	2,67	2,50	3,10	3,14

- nedeterminat; a - absent. **Localizarea probelor**: *subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*: T-535 - Pârâul Ursului (zona intermediară); T-579 = valea Iara (zona intermediară); T-G - valea Iara (Stoicovici și colab., 1957); *subprovincia pegmatitică Getică*: T-L - munții Lotru (Metta, 1930); T-V –Voislova (Pomârleanu și Murariu, 1970); T-T - Teregova; T-35 - câmpul pegmatitic Conțu (zona marginală). Date comparative: [1] câmpul pegmatitic Glavnîi – Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990); [2] Vystrčenovia – Cehia (Novák și Povondra, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

acestea se adaugă şi şase analize de turmalină din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare (districtul pegmatitic valea Iara-Muntele Rece), efectuate de Stumbea (1998) cu microsonda electronică (tabelul 63). Demn de menţionat este faptul că analizele chimice clasice efectuate de noi au dat conţinuturi mai scăzute de Na_2O comparativ cu cele obţinute prin analiza cu microsonda electronică. Compoziţia chimică a turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice arată, în mare parte, o variaţie destul de restrânsă a silicei, cu unele valori mai ridicate, comparativ cu datele din literatura de specialitate (Slivko, 1955; Lebedev, 1959; Němec, 1987; Zagorski şi Kuznețova, 1990; Novák şi Povondra, 1995; Marcella Federico şi colab., 1998 etc.), determinate de prezenţa unor incluziuni fine sau a concreşterilor cu cuarţul (tabelul 64).

Aspectul chimic principal pe care-l reflectă compoziţia turmalinelor analizate de noi îl constituie conţinutul de aluminiu, bor, fier şi magneziu, componenţi caracteristici seriei schörlit-dravit. Domeniul de variaţie a oxidului de aluminiu este cuprins între 32,63 şi 37,05 % Al_2O_3. Conţinutul mai ridicat de Al_2O_3 al unor turmaline este determinat de prezenţa lamelelor fine de muscovit depuse pe fisurile mineralului. Comparativ cu valorile obţinute de noi şi cu cea prezentată de Stoicovici şi colab. (1957), analiza chimică efectuată de Metta (1930) indică un conţinut mai scăzut de aluminiu (28,79 % Al_2O_3).

În majoritatea probelor analizate, conţinutul în fier bivalent este mai ridicat decât în fier trivalent. Probele în care s-au determinat conţinuturi mai mari de Fe_2O_3 decât FeO prezintă un grad mai ridicat de oxidare a fierului. Conţinutul în oxid de magneziu variază în limite destul de largi şi este mai scăzut decât cel de fier total. Distribuţia geochimică a oxidului de magneziu este, în mare parte, asemănătoare cu cea a oxizilor de fier şi a oxidului de potasiu şi arată o creştere a valorilor de la probele de turmalină separate din zona intermediară la cele din zona marginală a corpurilor pegmatitice (fig.115).

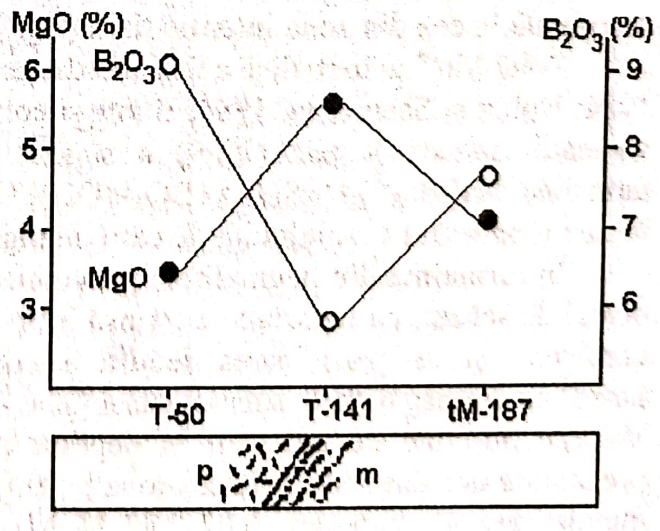


Fig. 115. Profil geochimic cu variaţia conţinuturilor de B_2O_3 şi MgO în turmalina din corpul pegmatitic (*p*) Scărişoara şi din micaşisturile înconjurătoare (*m*). Subprovincia pegmatitică Rodna.

Conţinutul cel mai scăzut de magneziu este prezent în turmalina din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu, subprovincia pegmatitică

Getică: 0,77 % MgO. Această valoare este destul de apropiată de conținutul de magneziu determinat de Zagorski și Kuznețova (1990) pentru turmalina din pegmatitele albit-spodumenice ale Siberiei: 0,15-0,32 % MgO și de Novák și Povondra (1995) pentru turmalina din pegmatitele granitice cu metale rare ale masivelor Bohem si Morav (zona Moldanubiană). Analizele cu microsonda evidențiază o creștere a conținutului de fier și o scădere a celui de magneziu în părțile centrale ale cristalelor de turmalină. Între conținuturile de magneziu și cele de fier ale turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice există o corelație negativă caracteristică seriei schorlit-dravit (fig.116).

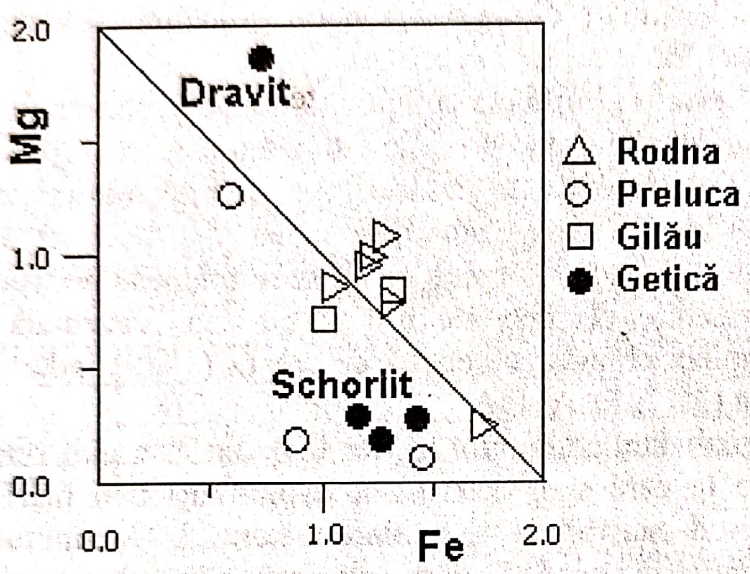


Fig.116. Diagrama Mg : Fe pentru turmalina pegmatitelor provinciei Carpatice.

Conținutul de bor al turmalinelor variază de la un câmp pegmatitic la altul. Cantitatea cea mai scăzută de bor (3,98 % B_2O_3) a fost determinată de Metta (1930) în turmalinele separate din pegmatitele munților Lotru (subprovincia pegmatitică Getică). În cazul turmalinelor din câmpurile pegmatitice cu structură internă, se remarcă o creștere a conținutului de B_2O_3 de la turmalina din zona marginală la cea din zona intermediară (fig.115).

Rolul Mn^{2+} în turmalină a fost abordat de numeroși specialiști (Schmetzer și Bank, 1984; Nuber și Schmetzer, 1984; Burns și colab., 1994 etc.) pentru a elucida existența varietății *tsilaisit*. Kunitz (1929) a sugerat următoarea compoziție pentru această turmalină: $Na(Mn_3^{2+})Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)_1$—considerată echivalentul dravitului în care magneziul este înlocuit de către mangan.

În turmalina din pegmatitele provinciei Carpatice, conținutul de mangan este destul de scăzut, cu o variație cuprinsă între 0,06 și 1,48 % MnO. Acest aspect este confirmat și de participarea redusă a componentului *tsilaisit*, calculat pentru turmalina din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare: 0,08-1,19 % (tabelul 63). Valorile obținute de noi sunt în deplină concordanță cu conținuturile de MnO prezentate de: Zagorski și Kuznețova (1990) pentru turmalinele din pegmatitele cu metale rare ale Siberiei: 0,02-0,87 % MnO; Novák și Povondra (1995) pentru schörlitul din pegmatitele masivului Bohem: 0,14-3,74 % MnO; Anderson și colab.(1998) pentru turmalina din pegmatitele de la Bernik Lake-Manitoba: 0,06-

Scanned with OKEN Scanner

0,20 % MnO şi de Marcella Federico şi colab. (1998) pentru turmalina din pegmatitele granitice de la Cruzeiro-Minas Gerais: 0,12-2,09 % MnO.

Prezenţa calciului în compoziţia turmalinei constitue rezultatul unor substituţii, ale căror scheme posibile au fost sugerate de Henry şi Dutrow (1990):

Tipul de substituţie	**Vectorii de schimb**
$^{X}Ca + {}^{Y}Mg = {}^{X}Na + {}^{Y}Al$	$Ca\ Mg\ Na_{-1}Al_{-1}$
$^{X}Ca + {}^{Z}Mg = {}^{X}Na + {}^{Z}Al$	$CaMg\ Na_{-1}Al_{-1}$
$^{X}Ca + O = {}^{X}Na + OH$	$CaONa_{-1}(OH)_{-1}$
$^{X}Ca + {}^{Y}Mg + {}^{Z}Mg + OH = {}^{X}Na + {}^{Y}Al + {}^{Z}Al + O$	$CaMg_2OHNa_{-1}Al_{-2}O_{-1}$
$0{,}5\,{}^{X}Ca + 0{,}5\,{}^{X}\square = {}^{X}Na$	$Ca_{0,5}\square_{0,5}Na_{-1}$
$^{X}Ca + {}^{Y}Mg + {}^{Z}Mg = {}^{X}\square + {}^{Y}Al + {}^{Z}Al$	$CaMg_2\square_{-1}Al_{-1}$
$^{X}Ca + 2\,{}^{Y}Mg + O = + {}^{Y}Al + OH$	$Ca\ MgO\square_{-1}Al_{-1}(OH)_{-1}$

După cum se remarcă din schemele de substituţie mai sus prezentate, calciul este un substituent important al sodiului. Acest aspect este redat grafic în diagramele Na:Ca (fig.117) şi (Na+Al*): (Ca+Mg*) (fig.118) pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice.

Pătrunderea calciului în compoziţia turmalinelor aluminoase ale pegmatitelor provinciei Carpatice poate fi controlată şi de către vectorii de schimb: $CaMgO\square_{-1}Al_1OH_{-1}$, $CaMg_3OH\square_{-1}Al_{-3}O_{-1}$, $CaMg\square_{-1}Al_{-1}$ şi $Ca_{0,5}\square_{0,5}Na_{-1}$ (fig.119).

Unele variaţii de conţinut sunt caracteristice şi elementelor alcaline, care pătrund în cantităţi destul de mici în compoziţia turmalinelor din pegmatitele provinciei Carpatice. Conţinutul de Na_2O al turmalinelor analizate de noi pe cale chimică este mai scăzut decât cel determinat cu microsonda electronică de către

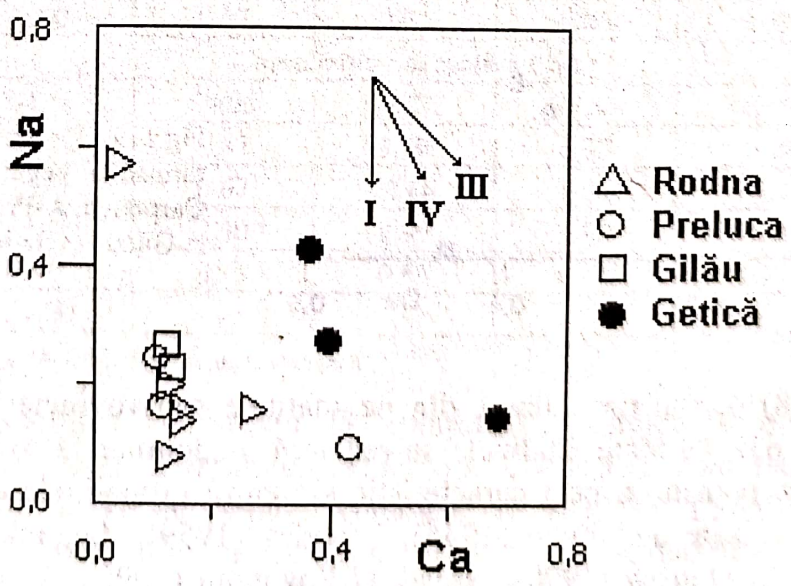


Fig.117. Diagrama Na:Ca pentru turmalina pegmatitelor provinciei Carpatice: *I*- $\square AlNa_{-1}Mg_{-1}$; *III*- $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$, $CaONa_{-1}(OH)_{-1}$ sau $CaMg_2OHNa_{-1}Al_{-2}O_{-1}$; *IV*- $Ca_{0,5}\square_{0,5}Na_{-1}$.

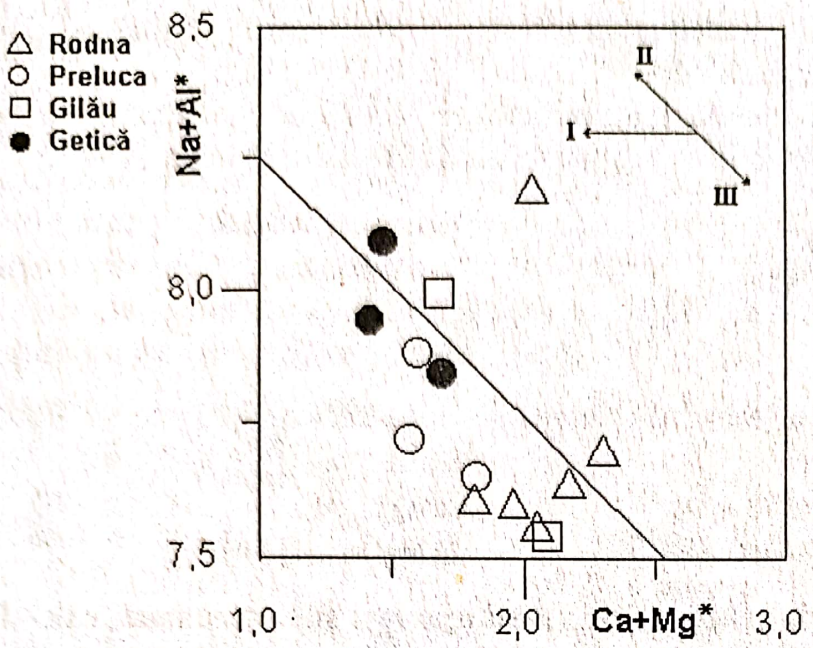


Fig.118. Diagrama $(Na+Al^*)$: $(Ca+Mg^*)$ pentru turmalina pegmatitelor provinciei Carpatice: $Al^*=Al+Fe^{3+}+2Ti-LiMg^*=Mg+Fe^{2+}+2Li-Ti$; $II=AlOMg_{-1}(OH)_{-1}$.

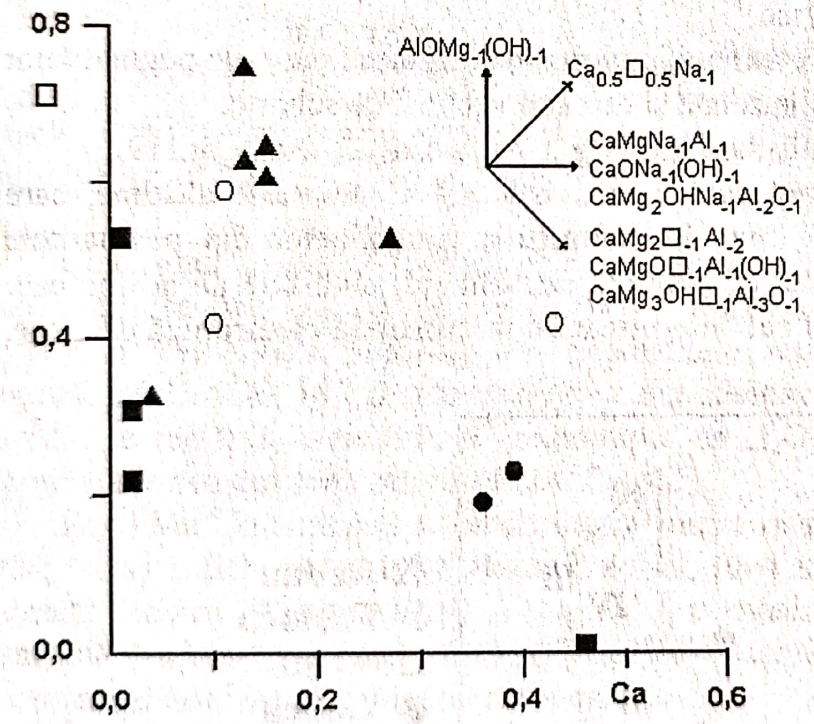


Fig.119. Diagrama □: Ca pentru turmalina pegmatitelor provinciei Carpetice. ▲-Preluca; ○-Rodna; □-Gilău; ●-Getică.

Stumbea (1998) pentru turmalinele din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare (tabelúl 63). În toate analizele se remarcă predominarea oxidului de sodiu asupra celui de potasiu, aspect caracteristic şi pentru turmalinele din alte corpuri pegmatitice analizate de Slivko (1955), Lebedev (1959), Zagorski şi Kuznețova (1990), Henry şi Dutrow (1990), Novák şi Povondra (1995), Anderson şi colab. (1998), Marcella Federico şi colab. (1998), Klerck şi Foord (1999) etc. În tabelul 64 se prezintă conținutul mediu al principalilor oxizi care caracterizează compoziția

turmalinelor seriei schörlit-dravit. Pentru comparație, sunt redate și conținuturile în oxizii respectivi ale unor turmaline din diferite câmpuri pegmatitice din străinătate:Urali, Karelia, Siberia–Rusia; Volînia–Ukraina; Lorderello–Italia; Zona Moldanubiană–Cehia; Manitoba–Canada; Cruzeiro–Brazilia; Pala–California.

Examinarea acestor date de conținut evidențiază asemănarea în compoziție a turmalinelor analizate chimic sau cu microsonda electronică.

Compoziția normativă a turmalinelor din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare (tabelul 63) indică conținuturi ridicate în schörlit și în dravit, cu predominarea evidentă a schörlitului. În unele probe mai sunt prezente și unele cantități importante de uvit (10,64 %) și feridravit (13,21 %).

Tabelul 63

Compoziția chimică și normativă a unor probe de turmalină din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare

%	Probe analizate					
	T 7.3	**T 14.7**	**T 11.19**	**T 11.26**	**T 16.40**	**T 16.42**
SiO_2	35,82	36,33	35,68	35,71	36,51	35,41
TiO_2	0,05	0,07	0,13	0,02	0,11	0,00
Al_2O_3	34,20	34,26	32,12	31,84	34,77	34,07
Fe_2O_3	3,36	3,81	2,86	2,38	3,60	3,11
FeO	8,03	7,02	10,40	12,13	7,75	9,52
MnO	0,14	0,13	0,06	0,11	0,15	0,14
MgO	0,93	2,51	2,44	2,11	2,54	2,20
CaO	0,05	0,13	0,40	0,33	0,10	0,10
Na_2O	1,67	1,92	2,07	2,20	1,91	2,10
K_2O	0,00	0,03	0,04	0,05	0,02	0,01
Compoziția normativă (%)						
Schörlit	64,58	94,05	72,76	77,84	63,07	70,78
Dravit	10,38	2,82	7,20	6,37	15,28	14,87
Uvit	1,46	0,67	10,64	8,25	3,24	2,90
Feridravit	11,29	2,30	8,99	6,84	13,21	10,38
Tsilaisit	1,07	0,15	0,39	0,08	1,19	1,07
Tda*	11,20	-	-	-	-	-

* Turmalină cu deficit în alcalii; - absent.

Datele analitice referitoare la compoziția chimică a turmalinelor din pegmatitele provinciei Carpatice au permis calcularea coeficienților cristalo-chimici în baza a 31 de oxigeni (tabelele 62 a și b). Examinarea valorilor coeficienților cristalo-chimici confirmă faptul că turmalinele sunt puternic aluminoase. În acest caz, poziția *Z* este ocupată în totalitate numai de aluminiu iar în poziția *Y*, cantitatățile de aluminiu (0,61-1,79 ufc) sunt determinate și de substituția cationilor bivalenți.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 64

Conținutul componenților majori (%) în turmalina din pegmatitele provinciei Carpatice comparativ cu unele date din literatura de specialitate

Localizare	SiO_2	Al_2O_3	B_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Autorii
Subprovincia Preluca								
– câmpul Răzoare	36,68	34,71	9,33	6,30	6,20	0,76	2,38	Pomârleanu şi Murariu (1970)
– câmpul Copalnic	36,01	33,63	10,21	5,12	7,21	2,80	0,60	Murariu şi Maria Dumitrescu (1976)
Subprovincia Rodna	36,70	35,09	7,26	9,54	2,69	4,13	1,01	Murariu (1979)
Subprovincia Gilău-Muntele Mare	42,39	37,65	4,28	-	2,57	2,81	0,94	Stoicovici şi colab. (1957)
	35,11	36,63	9,79	7,27	3,83	2,87	0,73	Murariu (1979)
	35,98	33,80	-	9,30	3,16	2,24	0,12	Stumbea (1998)
Subprovincia Getică:								
– munții Lotru	39,00	28,79	2,98	4,97	8,16	7,12	0,38	Metta (1930)
– Voislova	35,42	36,19	8,72	8,08	4,72	1,21	1,86	Pomârleanu şi Murariu (1970)
– Teregova	35,43	34,17	10,45	4,01	9,80	1,10	2,20	Pomârleanu şi Murariu (1970)
– câmpul Conțu	35,65	34,48	10,06	3,65	8,95	3,77	2,08	Murariu şi colab. (1990)
Date comparative din literatura străină de specialitate								
	34,98	32,67	9,98	11,38	2,15	3,23	-	Kunitz (1929)
Urali	33,78	33,80	10,70	15,11	0,20	0,74	0,21	Slivko (1955)
Karelia	35,33	31,99	9,90	5,33	4,93	5,45	0,80	Lebedev (1959)
Volînia	35,11	33,19	9,95	7,31	4,91	2,63	0,37	Slivko (1955)
Siberia:								
– pegmatite feldspatice	35,56	33,44	10,47	12,57	1,40	0,86	0,34	Zagorski şi Kuznețova (1990)
– pegmatite albitice	35,60	33,06	11,05	7,80	3,13	0,38	0,90	
– pegmatite albit-spodumenice	36,78	35,08	10,45	9,25	2,46	0,15	0,15	
Larderello – Italia	36,04	32,14	-	9,69*	-	5,24	0,96	Cavarretta şi Puxeddu (1990)
Zona Moldanubiană – Cehia	35,24	33,25	10,23	11,86	2,13	0,82	0,36	Novák şi Povondra (1995)
Manitoba – Canada	35,80	32,53	10,50	8,97*	-	3,66	0,42	Anderson şi colab. (1998)
Cruzeiro – Brazilia	35,40	33,50	10,38	13,40*	-	1,04	0,19	Marcella Federico şi colab. (1998)
Pala – California	35,80	33,20	-	11,25*	-	3,17	0,04	Kleck şi Foord (1999)

- nedeterminat; * - fier total (analiză ME).

Scanned with OKEN Scanner

În două probe de turmalină, aluminiul este prezent şi în poziția *T*, dar în cantități destul de reduse: 0,04-0,13 ufc. Unele vacanțe din poziția *Y* ar putea indica prezența litiului, dar corelația $\Sigma Y:{}^{Y}Al$ arată că participarea elbaitului este neglijabilă (fig.120).

Corelațiile $(Fe+Mn+Mg):(Al_z+Al_y)$ (fig.121), respectiv $Si:Al_{tot}$ (fig.122) sugerează posibilitatea substituției aluminiu de către cationii bivalenți şi de siliciu: $(Mg,Fe)._1Si._1Al_2$.

Suma cationilor în poziția *X* variază între 0,18 şi 0,81 ufc, indicând prezența vacanțelor (0,10-0,82 ufc), determinate de un deficit în elemente alcaline principale (turmaline cu deficit de alcalii). În diagrama ternară $\square_x:Ca:(Na+K)$ majoritatea probelor analizate de noi se situează în câmpul turmalinelor cu vacanțe în poziția *X* (fig.123).

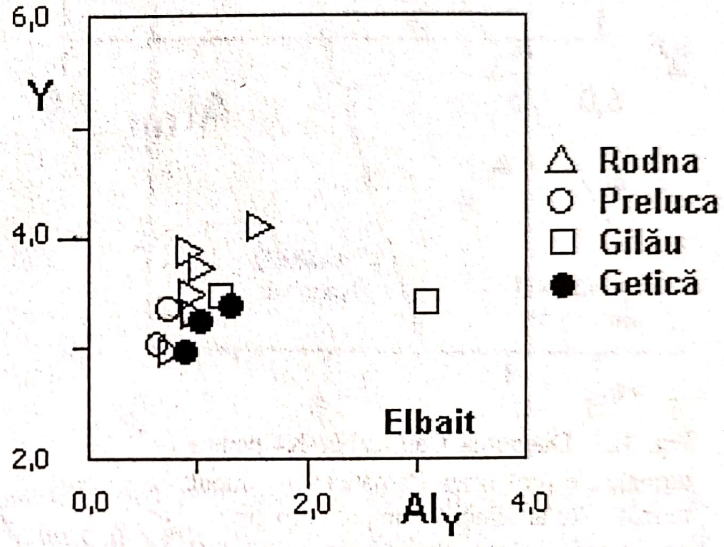


Fig.120. Diagrama $Y:Al_Y$ pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice.

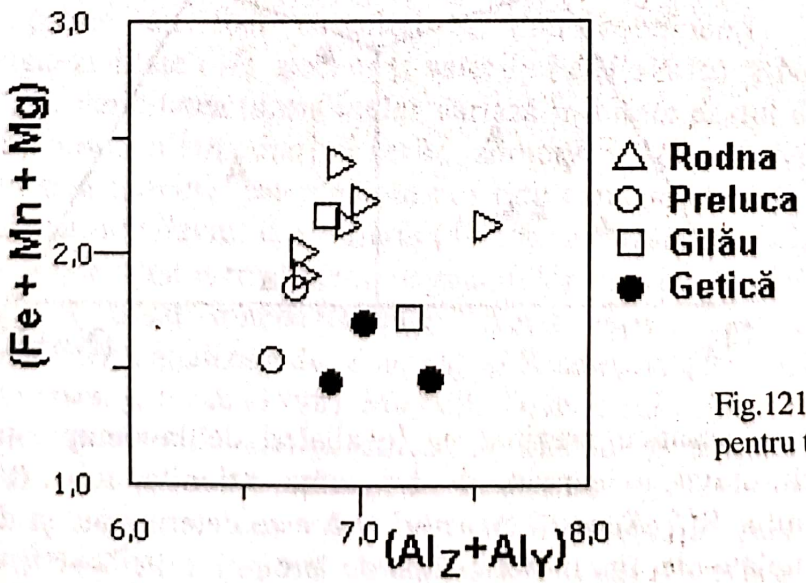


Fig.121. Diagrama $(Fe+Mn+Mg):(Al_Z+Al_y)$ pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

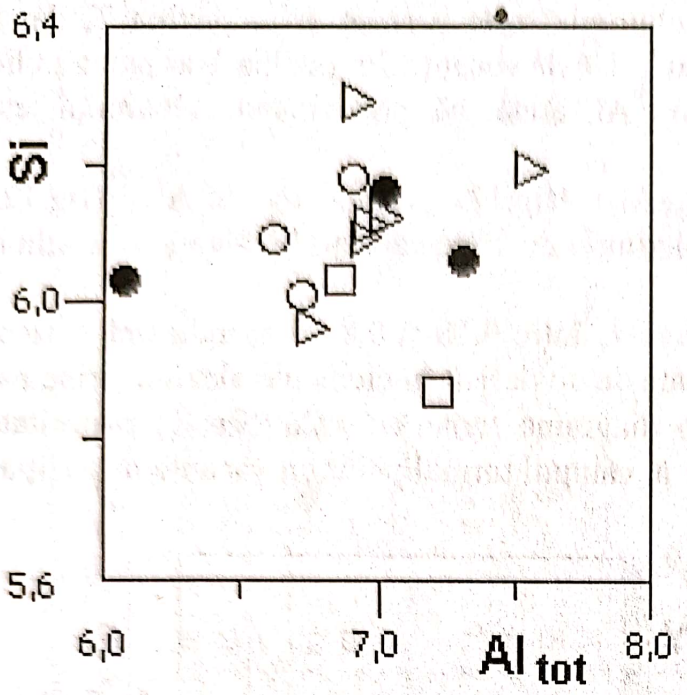


Fig.122. Diagrama Si:Al_{tot} pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice.

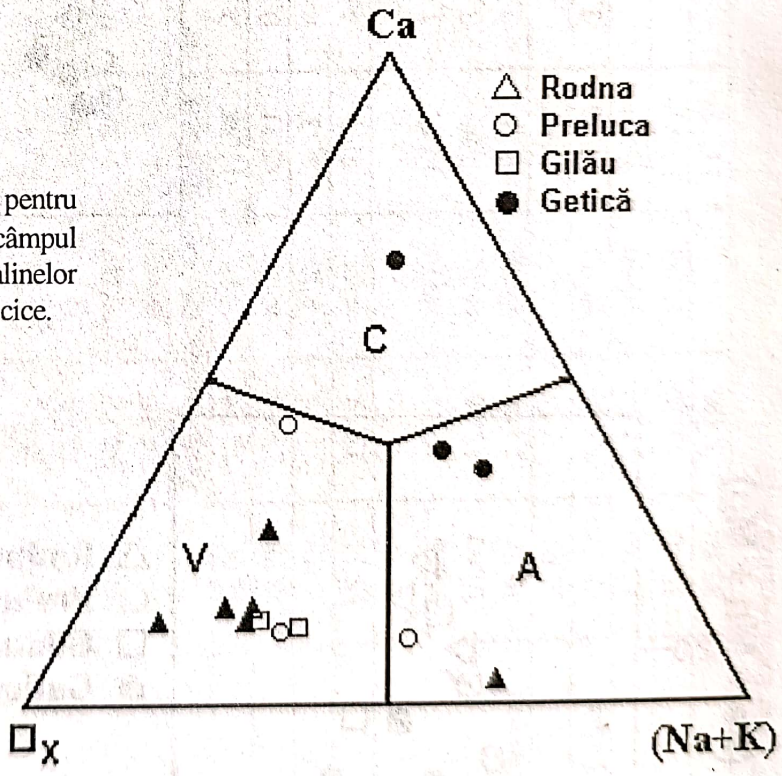


Fig. 123. Diagrama Ca:$□_X$:(Na+K) pentru turmalinele provinciei Carpatice: *A*-câmpul turmalinelor alcaline; *V*-câmpul turmalinelor cu vacanţe; *C*-câmpul turmalinelor calcice.

Turmalinele provinciei Carpatice prezintă unele abateri de la compoziţia ideală a seriei binare schörlit-dravit, evidenţiate de deficienţa cationilor R^+ şi R^{2+} precum şi de excesul cationilor R^{3+}. Această caracteristică este determinată şi de manifestarea substituţiei cuplate de tipul: deficienţă de protoni ($Fe^{3+}{}_Y+O^{2-} = Fe^{2+}{}_Y+OH$) şi deficienţă de alcalii ($□_X+Al_Y=Na_X+Mg_Y$) (fig.124).

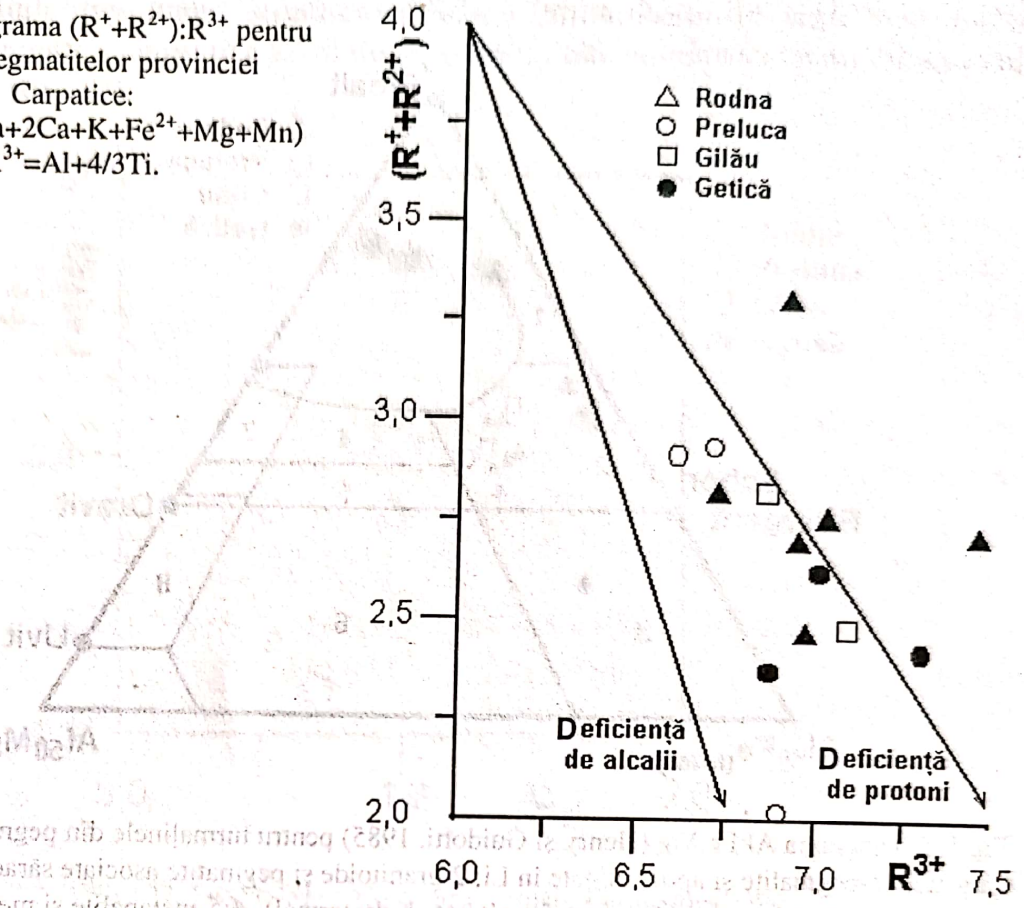


Fig.124. Diagrama $(R^+ + R^{2+}):R^{3+}$ pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice:
$(R^+ + R^{2+}) = (Na + 2Ca + K + Fe^{2+} + Mg + Mn)$
$R^{3+} = Al + 4/3Ti$.

În diagrama Al:Fe:Mg, turmalinele din pegmatitele provinciei Carpatice se situează, cu o singură excepție, în câmpul caracteristic granitoidelor, aplitelor și pegmatitelor asociate, sărace în litiu (câmpul 2 – fig.125).

Pentru o caracterizare mai completă a turmalinelor din pegmatitele provinciei Carpatice au fost calculați și unii coeficienți geochimici: fericitate (*F*), magnezialitate (*M*) precum și valorile Fe/(Fe+Mg) și Na/(Na+Ca) (tabelele 62 a și 62 b). Fericitatea turmalinelor variază în limite destul de largi, aspect caracteristic termenilor intermediari ai seriei izomorfe schörlit-dravit. O fericitate apropiată de valoarea maximă calculată de noi este caracteristică și pentru turmalina câmpului pegmatitic Glavnîi din Siberia (97 %), analizată de Zagorski și Kuznețova (1990). În majoritatea turmalinelor pegmatitelor provinciei Carpatice, fericitatea este mai ridicată decât magnezialitatea. Acest aspect este prezent și în turmalinele pegmatitice analizate de: Zagorski și Kuznețova (1990), Novák și Povondra (1995), Anderson și colab.(1998), Marcella Federico și colab. (1998).

Caracterul relației dintre fericitatea și magnezialitatea turmalinelor din pegmatitele provinciei Carpatice este redată grafic în figura 126. Se constată faptul că la valoarea cea mai ridicată a fericității corespunde cea mai scăzută magnezialitate. Această corelație negativă reprezintă un alt argument pentru încadrarea turmalinelor din pegmatitele provinciei Carpatice în cadrul termenilor intermediari ai seriei izomorfe schörlit-dravit. Valoarea Fe/(Fe+Mg) a turmalinelor

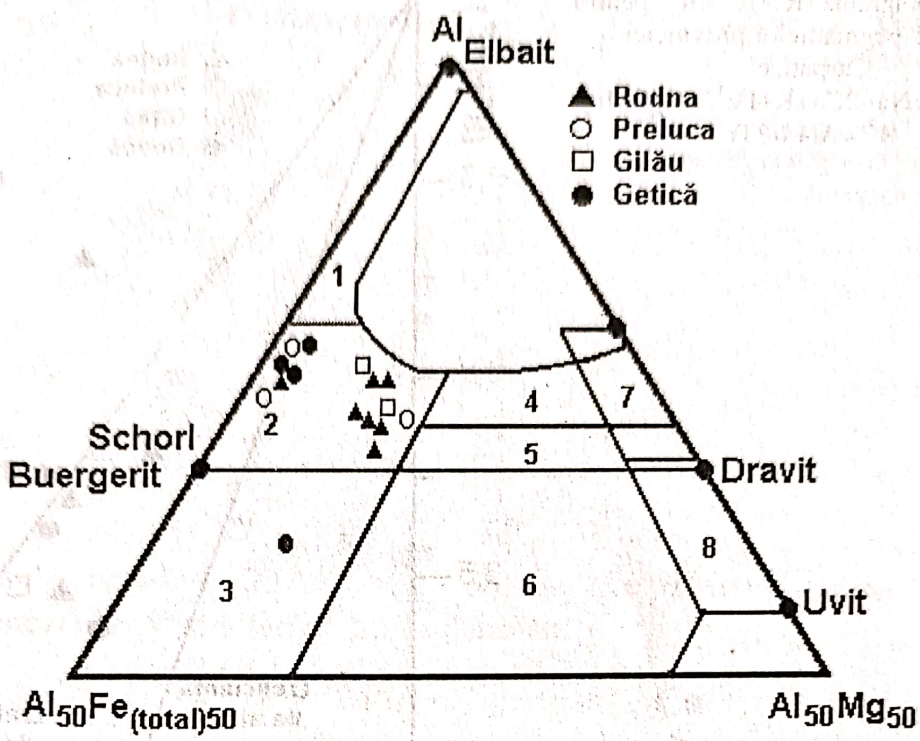


Fig.125. Diagrama Al:Fe:Mg (Henry şi Guidotti, 1985) pentru turmalinele din pegmatitele provinciei Carpatice: *1*-pegmatite şi aplite bogate în Li; *2*-granitoide şi pegmatite asociate sărace în Li; *3*- roci cu cuarţ şi turmalină bogate în fier (granite alterate hidrotermal); *4;5*-metapelite şi metapsamite; *6*-roci cu cuarţ şi turmalină, roci calc-alcaline şi metapelite; *7*- metaultramafite cu conţinut scăzut în Ca şi sedimente bogate în Cr+V; *8*-metapiroxenite.

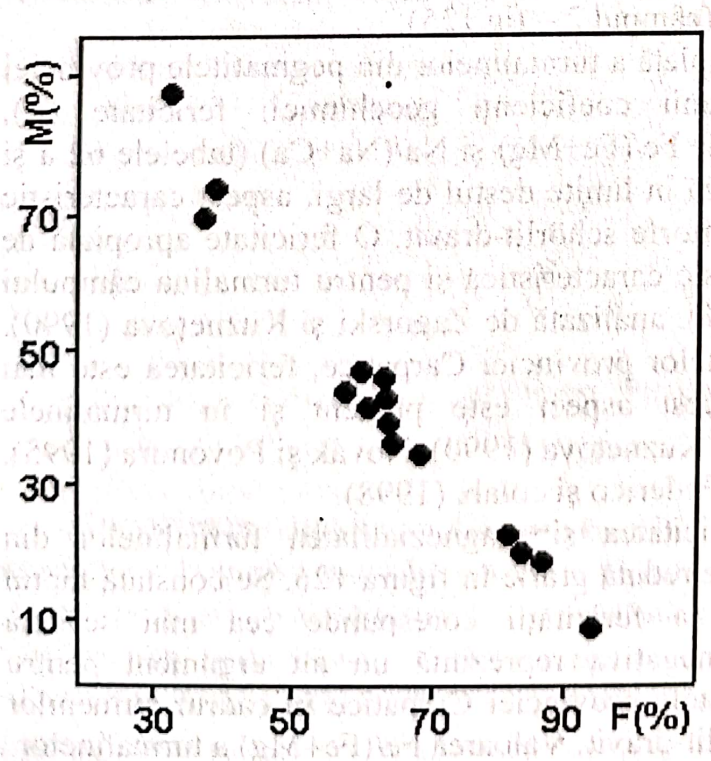


Fig.126. Corelaţia *M*:*F* în turmalinele din pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

din pegmatitele provinciei Carpatice variază în limite destul de largi, de la 0,63 la 0,95 – prezentând o tendinţă uşoară de creştere o dată cu mărirea cantităţii aluminiu în poziţia *Y* (fig.127).

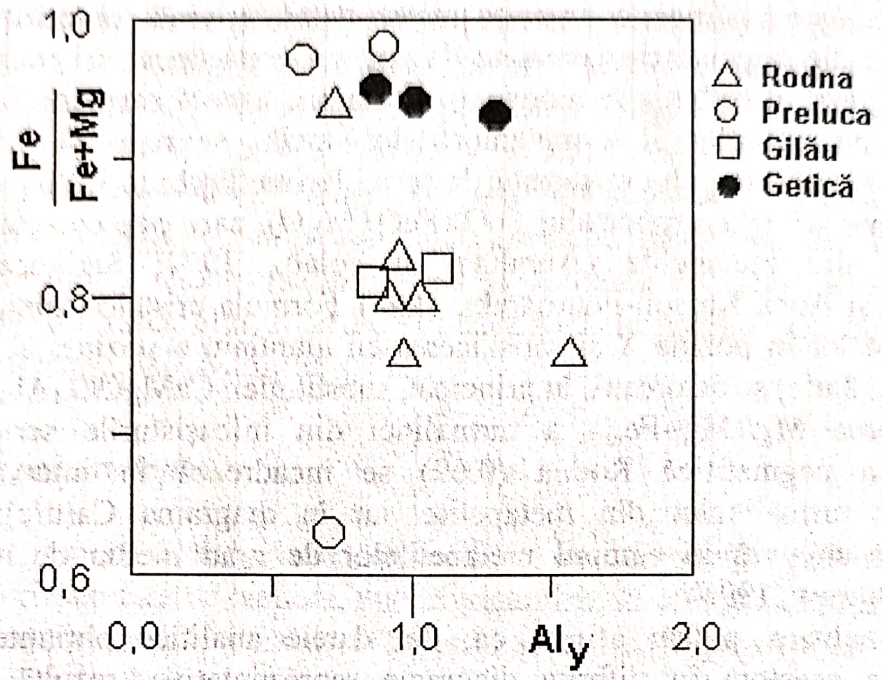


Fig.127. Fe/(Fe+Mg):Al_Y pentru turmalinele pegmatitelor provinciei Carpatice.

Valorile Na:(Na+Ca) ale turmalinelor din câmpurile pegmatitice ale provinciei Carpatice variază, de asemenea, în limite largi (0,18-0,95), fiind caracteristice şi ele termenilor intermediari ai seriei izomorfe schörlit-dravit.

După cum s-a mai arătat, turmalina apare uneori şi în micaşisturile şi în gnaisele din vecinătatea pegmatitelor, unde se asociază cu biotit, muscovit, granaţi, disten, cuarţ etc. (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna; Valea Domoşei – subprovincia pegmatitică Preluca; valea Conţu, munţii Cibin – subprovincia pegmatitică Getică etc.).

Turmalina separată din micaşisturile în care este localizat corpul pegmatitic Scărişoara (valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna) prezintă următoarea compoziţie chimică (%):

Tm-187 (Murariu, 1979)

SiO_2	36,62	MnO	0,11
TiO_2	0,92	MgO	4,37
Al_2O_3	35,18	CaO	1,03
B_2O_3	7,81	Na_2O	0,50
Fe_2O_3	2,38	K_2O	0,31
FeO	9,12	H_2O^+	1,94

şi formula cristalo-chimică:

$$(Na_{0,15}K_{0,07}Ca_{0,18})_{0,4}(Al_{1,05}Ti_{0,11}Fe^{3+}_{0,3}Fe^{2+}_{1,29}Mn_{0,01}Mg_{1,1})_{3,86}Al_6$$
$$B_{2,29}Si_{6,23}(O_{28,8}OH_{2,2})_{31}$$

Aceste date analitice, comparate cu rezultatele privind compoziţia chimică a turmalinelor din pegmatitele cercetate de noi, nu arată deosebiri semnificative în ceea ce priveşte distribuţia componenţilor majori, aspect care confirmă evoluţia comună a pegmatitelor şi a metamorfitelor-gazdă. Se remarcă însă o uşoară îmbogăţire a turmalinei din micaşisturile seriei Rebra din Munţii Rodnei în TiO_2 şi o valoare mai scăzută a raportului FeO/(FeO+MgO), care este caracteristic pentru turmalinele din metapelite (Abraham şi colab., 1972; Serdiucenko, 1977; Michailidis şi Anna Kassoli-Fournaraki, 1994). Formula cristalo-chimică arată prezenţa vacanţelor în poziţia *X* şi satisfacerea cu aluminiu a poziţiei *Z*. Pătrunderea calciului (0,18 ufc) se datorează, în principal, substituţiei: $CaMgO\square_{-1}Al_{-1}OH_{-1}$.

Valoarea $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ a turmalinei din micaşisturile seriei Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna (0,69) se încadrează în intervalul 0,4-0,7 caracteristic turmalinelor din metapelite, iar în diagrama Ca(ufc):X_{Mg} proba analizată se situează în câmpul metapelitelor de grad mediu de metamorfism (Henry şi Dutrow, 1996).

În concluzie, putem afirma că, din datele analitice obţinute de noi şi interpretarea acestora în diferite diagrame reprezentative, rezultă prezenţa în pegmatitele *granitice* din ţara noastră a unor termeni intermediari caracteristici seriei schörlit-dravit. Acest aspect este scos în evidenţă şi de măsurătorile efectuate de Kalmár (1973) la măsuţa universală care indică pentru turmalina pegmatitelor de la Răzoare (Subprovincia pegmatitică Preluca) 63 % schörl şi 37 % dravit.

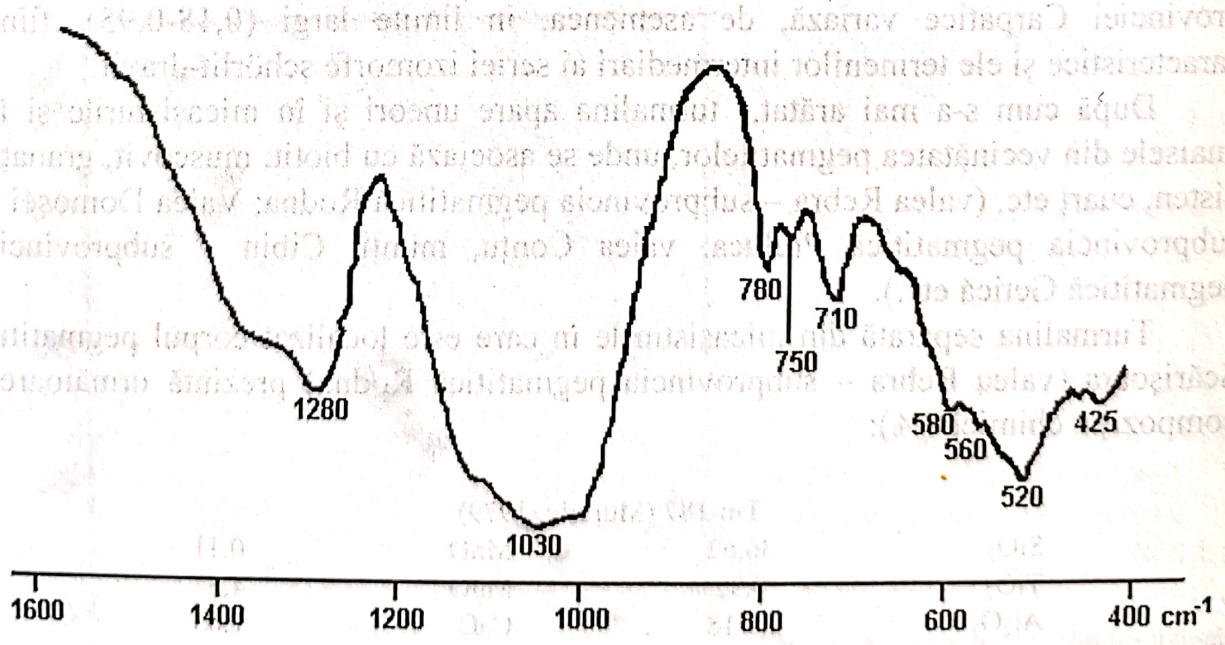


Fig.128. Spectrul IR al turmalinei din pegmatitele subprovinciei Preluca.

Rezultatele obținute cu ajutorul analizelor chimice sunt confirmate și de unele analize röentghenografice precum și de examinarea spectrelor de absorbție IR ale turmalinei (Murariu, 1983; Ungureanu și Murariu, 1991). În acest sens, determinările cu raze X au permis calcularea parametrilor *a* și *c* necesari stabilirii compoziției mineralogice a varietății de turmalină. Pe diagrama c : c/a pentru seria elbait-schörlit-dravit (Deer și colab., 1962), turmalina din pegmatitele de pe valea Balu – munții Lotru (subprovincia pegmatitică Getică) se situează în domeniul caracteristic varietății schörlit, cu trecere spre dravit (Ungureanu și Murariu, 1991). În seria izomorfă schörlit-dravit, Nekrasov și Ziborova (1974) au arătat că în funcție de mărimea raportului FeO:MgO se schimbă și valoarea raportului I_{560}:I_{580}, calculată din spectrele în infraroșu. Interpretarea spectrului de infraroșu al turmalinei din filonul Ciungi (subprovincia pegmatitică Preluca) indică o valoare de 1,1 a mărimii raportului I_{560}:I_{580}, caracteristică termenilor de trecere dintre schörlit și dravit (fig.128; Murariu, 1983).

3.1.6. Spodumenul

Este un mineral caracteristic pegmatitelor cu compoziție granitică, în care poate forma cristale larg dezvoltate, uneori gigantice. În câmpurile pegmatitice din România, spodumenul este prezent ca mineral accesoriu în pegmatitele feldspatice (Teregova, munții Semenic – subprovincia pegmatitică Getică, valea Șasa, districtul pegmatitic Geamăna-Măzăratu – subprovincia pegmatitică Gilău) și ca mineral principal în pegmatitele cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu, munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). În corpurile pegmatitice de la Teregova, spodumenul a fost determinat microscopic de către Superceanu (1957), în parageneză cu albit, cuarț, montebrasit. În pegmatitele cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu, spodumenul este componentul util principal. El este prezent în cantități importante (10-50 %, în medie 20 %), mai ales în părțile interne ale pegmatitelor zonate, unde formează cristale larg dezvoltate, care ajung până la 70 cm lungime (foto 5).

În zonele marginale ale corpurilor pegmatitice, spodumenul apare în cantități mici și cu dimensiuni mult mai reduse. Cristalele de spodumen prezintă habitus prismatic, alungit și au culoare alb-verzuie, ușor translucidă. Unele cristale au o colorație ușor schimbată, cu nuanțe de alb-cretos, care indică o trecere spre kukeit. Cristalele de spodumen conțin incluziuni fine de muscovit verzui și sunt corodate de cuarț și albit. În unele cazuri, spodumenul se dispune perpendicular față de contactul corpurilor pegmatitice cu metamorfitele-gazdă.

Asociația mineralogică, caracteristică pegmatitelor litifere din câmpul Conțu-Negovanu (munții Cibin), este: spodumen+cleavelandit+cuarț+Li muscovit (Mârza, 1980; Săbău și colab., 1987; Murariu și Gandrabura, 1992-1993; 1995; Murariu, 1992, 1995 a și 1995b etc.).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 65

Compoziția chimică (%) și formulele cristalo-chimice ale spodumenului din pegmatitele litifere ale câmpului Conțu – munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică)

Proba	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Li_2O	Na_2O	K_2O	H_2O^+
Sp-17	63,48	28,33	0,89	0,34	0,04	0,05	0,12	6,66	0,03	0,03	0,21
Sp-21	62,57	28,47	1,32	0,31	0,33	0,05	0,24	6,66	0,02	0,06	0,16
Sp-23	62,86	27,83	1,52	0,60	0,25	0,05	0,12	6,41	0,06	0,29	0,16
Sp-32	62,53	28,65	1,31	0,42	0,12	0,06	0,11	6,70	0,03	0,06	0,15
1036	66,40	26,50	1,00	-	-	-	-	5,27	0,43	0,27	-
1039	62,94	29,75	1,20	-	-	-	-	5,25	0,85	0,28	-
1040	63,66	28,50	0,75	-	-	-	-	5,72	0,55	0,43	-
1041	63,57	29,00	0,75	-	-	-	-	6,28	0,27	0,37	-
1043	63,27	28,35	1,00	-	-	-	-	6,53	0,16	0,15	-
1660a	64,31	26,73	0,34	0,32	0,04	0,02	0,08	7,10	0,24	0,12	0,25
X	63,45	27,40	0,05		0,16	0,01		7,87	0,11	0,03	0,30
T	64,49	27,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,07	0,00	0,00	0,00
Formulele cristalo-chimice											
Sp-17	$(Li_{0,839}Na_{0,002}K_{0,001}Ca_{0,001}Mg_{0,002}Mn_{0,003}Fe^{2+}_{0,009})_{0,857}(Al_{1,043}Fe^{3+}_{0,021})Si_{1,984}O_6$										
Sp-21	$(Li_{0,839}Na_{0,010}K_{0,002}Ca_{0,011}Mg_{0,002}Mn_{0,006}Fe^{2+}_{0,008})_{0,869}(Al_{1,052}Fe^{3+}_{0,031})Si_{1,962}O_6$										
Sp-23	$(Li_{0,811}Na_{0,004}K_{0,012}Ca_{0,008}Mg_{0,002}Mn_{0,003}Fe^{2+}_{0,015})_{0,855}(Al_{1,031}Fe^{3+}_{0,036})Si_{1,977}O_6$										
Sp-32	$(Li_{0,851}Na_{0,002}K_{0,002}Ca_{0,004}Mg_{0,003}Mn_{0,003}Fe^{2+}_{0,011})_{0,876}(Al_{1,035}Fe^{3+}_{0,031})Si_{1,975}O_6$										

- nedeterminat. **Localizarea probelor:** Sp-17 - spodumen larg cristalizat, asociat cu muscovit verzui, cleavelandit și cuarț (galeria 2); Sp-21 - spodumen larg cristalizat, asociat cleavelandit, microclin, cuarț și muscovit incolor (galeria 2); Sp-23 - spodumen asociat cu muscovit verzui, cleavelandit și cuarț (galeria 3); Sp-32 - spodumen asociat cu muscovit incolor și cuarț (galeria 5). 1036, 1039, 1040, 1041, 1043 - analize de spodumen prezentate de Aurelia Movileanu și Pomârleanu (1973) (câmpul pegmatitic Conțu-Negovanu). 1660a - spodumen din câmpul pegmatitic Glavnîi – Siberia (complexul spodumen+cuarț+cleavelandit; Zagorski și Kuznețova, 1990); X - spodumen din câmpul pegmatitic Tanko, Bernik Lake – Ontario (Černý și Ferguson, 1972); T - compoziția teoretică.

Pentru caracterizarea geochimică a spodumenului din pegmatitele câmpului Conțu-Negovanu, se utilizează patru analize totale efectuate de autor și cinci analize preluate din Aurelia Movileanu și Pomârleanu (1972). Comparativ se prezintă compoziția chimică a spodumenului din pegmatitele cu metale rare ale câmpurilor Bernik Lake – Ontario (Černý și Ferguson, 1972) și Glavnîi – Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990). Datele analitice ale tabelului 65 arată conținuturi destul de constante în silice (62,53 - 66,4 % SiO_2), în mare parte, apropiate de valoarea teoretică: 64,49 % SiO_2. Analizele chimice indică însă unele conținuturi mai ridicate de aluminiu și mai scăzute de litiu. Conținuturile cele mai scăzute de litiu, prezentate de Aurelia Movileanu și Pomârleanu (1972), pot fi explicate prin posibilitatea K, Na, Ca, Mg, H_3O^+ de a substitui litiul în fazele (etapele) de albitizare; ele mai pot fi determinate, însă, și de prezența în spodumen a unor

Scanned with OKEN Scanner

microincluziuni fine de muscovit şi feldspaţi, aşa cum a constatat şi Graham (1995). În probele analizate de noi, ca şi în analiza prezentată de Zagorski şi Kuznețova (1990), conţinuturile de fier trivalent sunt mai mari decât cele de fier bivalent, iar cantităţile de H_2O^+ sunt destul de apropiate.

O caracterizare mai completă a spodumenului rezultă din examinarea formulelor cristalo-chimice, prezentate în tabelul 65. Valorile coeficienţilor cristalo-chimici evidenţiază un deficit de litiu care nu este însă compensat de cationii mono- şi bivalenţi. Valorile litiului din formulele cristalo-chimice variază între 0,811 şi 0,851, iar suma elementelor Na, K, Ca, Mn, Fe^{2+}, Mg se situează între 0,018 şi 0,044.

3.1.7. Berilul

În pegmatitele provinciei Carpatice, importante pentru conţinutul în beriliu sunt unele ocurenţe ale subprovinciei Getice, în care berilul formează prisme hexagonale, de culoare verzuie sau alb-gălbuie, incluse în cuarţ sau în microclin. În dykurile pegmatitice de la Teregova din munţii Semenic, berilul este asociat şi cu alte minerale de metale rare (columbit-tantalit, montebrasit, zircon, spodumen) precum şi cu apatit şi cu turmalină. Berilul a prezentat o tendinţă de concentrare în anumite porţiuni ale corpurilor pegmatitice, numite *cuiburi de beril*, în care s-au găsit cristale bine dezvoltate, de până la 11 kg (Superceanu, 1957). După acest autor, sub aspect genetic, berilul din pegmatitele de la Teregova prezintă două generaţii: 1) beril macrocristalin, din zona intermediară, format în geofaza pegmatitică, sub formă de cristale larg dezvoltate, cu habitus prismatic caracteristic, care conţin uneori incluziuni fine de muscovit, feldspaţi, apatit, mai rar columbit-tantalit, orientate de obicei paralel cu axa *c*; 2) beril de origine pneumatolit-hidrotermală, individualizat în stadiul (etapa) de albitizare, sub formă de plaje alotriomorfe de dimensiuni reduse (0,1-2 mm), depus pe fisuri, împreună cu albit + cuarţ + muscovit± feldspaţi ± columbit + tantalit + granaţi. Principalele parageneze ale berilului din pegmatitele de la Teregova sunt: beril+cuarţ+feldspaţi potasici; beril +plagioclaz+cuarţ+muscovit; beril+columbit+tantalit. Berilul (7x3 cm) din pegmatitele de pe valea Bondureasa (subprovincia Gilău - Muntele Mare) conţine incluziuni de turmalină, cuarţ, muscovit (Mârza şi colab., 1988).

În pegmatitele de la Despina din munţii Lotru, berilul formează cristale de până la 10 cm lungime, fiind asociat şi cu alte minerale de metale rare (zircon, monazit) precum şi cu feldspaţi, cuarţ, muscovit (Maieru şi colab., 1968).

Berilul pegmatitelor subprovinciei Getice, analizat de diverşi cercetători, prezintă compoziţia chimică redată în tabelul 66. Aspectul chimic principal al probelor analizate îl constituie conţinutul de BeO, care se situează între limitele prezentate în literatura de specialitate pentru acest mineral: 10,5 - 14,8 % BeO. Conţinutul de silice este destul de constant iar valoarea mai ridicată de aluminiu (21,91 % Al_2O_3) determinată de Superceanu (1957) se datorează, în cea mai mare

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 66

Compoziţia chimică şi formulele cristalo-chimice ale berilului din pegmatitele subprovinciei Getice, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

%	Probe analizate			Date comparative		
	1	2	3	X	XX	2077b
SiO_2	64,30	64,55	65,52	62,00	64,17	64,45
Al_2O_3	18,75	21,91	19,20	17,71	17,42	17,60
Fe_2O_3	0,18	nd	nd	0,018	0,12	0,20
BeO	12,60	12,61	13,62	11,32	11,82	13,55
CaO	0,48	0,56	nd	0,03	0,44	0,08
MgO	1,03	nd	nd	0,017	0,21	sld
Na_2O	1,41	0,62	nd	1,68	1,39	1,17
K_2O	0,49	0,55	nd	0,267	-	0,08
H_2O	0,37	nd	nd	2,13	2,48	1,35
Formulele cristalo-chimice						
1	$(Be_{2,73}Ca_{0,05}Na_{0,10}K_{0,05})_{2,83}Al_{2,11}(Si_{5,82}Al_{0,18})_6O_{18}$					
2	$Be_{2,98}Al_{2,01}(Si_{5,96}Al_{0,04})_6O_{18}$					
3	$(Be_{2,78}Na_{0,24}K_{0,05}Ca_{0,04})_{3,11}(Al_{1,94}Fe^{3+}_{0,01}Mg_{0,13})_{2,08}(Si_{5,91}Al_{0,09})_6O_{18}$					

nd - nedeterminat. **Localizarea probelor**: *1* - beril din pegmatitele de la Teregova, munţii Semenic (Schadler, 1930); *2* - beril din pegmatitele de la Teregova, munţii Semenic (Superceanu, 1957); *3* - beril din pegmatitele de la Voislova, Munţii Poiana Ruscă (Sùperceanu, 1957); *X* - beril cu Li (1,13% Li_2O) şi Cs (3,27% Cs_2O): corpul pegmatitic Tanko, Manitoba (Černý şi Simpson, 1977); *XX* - beril cu Na (1,39% Na_2O) şi Li (1,23% Li_2O) (Beus, 1960); 2077b - beril cu Na din câmpul pegmatitic Glavnîi - Siberia (Zagorski şi Kuznețova, 1990).

parte, incluziunilor fine de muscovit. Prezenţa în compoziţia berilelor analizate a fierului şi a calciului este datorată incluziunilor de biotit şi de calcit din masa acestora. Totuşi, fierul trivalent poate substitui aluminiul în poziţiile octaedrice. Demn de menţionat este faptul că, în funcţie de conţinutul în elemente alcaline, berilul din pegmatite a fost repartizat de diverşi cercetători (Beus, 1959, 1960; Černý, 1975; Černý şi Simpson, 1977, Hawthorne şi Černý, 1977) mai multor grupe: a) beril sărac în alcalii ($R_2O \leq 0,5\%$); b) beril cu sodiu ($R_2O > 0,5\%$); c) beril cu sodiu şi litiu ($R_2O > 1\%$); d) beril cu litiu şi cesiu ($R_2O > 1\%$).

Examinarea datelor de conţinut arată că în pegmatitele de la Teregova berilul conţine mai mult Na_2O decât K_2O şi aparţine tipului sodic, în care $R_2O > 1$. Acest aspect confirmă rolul alcalinităţii mediului geochimic din etapele finale ale pegmatitogenezei. Conţinutul mai ridicat în K_2O este determinat de prezenţa muscovitului (contaminare), aspect remarcat recent de Anderson şi colab.(1998) pentru berilul (grupele c, d) din pegmatitele de la Bernik Lake-Canada.

Pătrunderea elementelor alcaline Na, K, Li, Rb, Cs în beril se poate realiza după următoarea schemă de substituţie: $2R^+ = Be_{IV}{}^{2+}$. Menţionăm faptul că există

Scanned with OKEN Scanner

analize chimice de beril în care elementele alcaline (Na, K, Li, Rb, Cs) sunt prezente în cantităţi semnificative: 5-7% (Deer şi colab., 1962). Totuşi, elementele alcaline pot să apară, împreună cu apa, şi în canalele hexagonale ale monocristalelor. Datele analitice prezentate de Beus (1960) arată în unele probe de beril conţinuturi de până la 2 % Li_2O, 1,34 % Rb_2O şi 4,3 % Cs_2O. Alte posibilităţi de pătrundere a unor elemente chimice în structura berilului, menţionate de Černý şi Hawthorne (1976) indică substituţii tetraedrice şi octaedrice, de tipul: $Si^{4+} = P^{5+}$, B^{3+}, Al^{3+}; $Al^{3+} = Fe^{3+}$, Cr^{3+}, V^{3+}, Sc^{3+}, precum şi localizarea apei în canale.

Conţinutul de BeO al berilului din pegmatitele subprovinciei Getice se încadrează între valorile prezentate de Beus (1960), Černý şi Simpson (1977), Zagorski şi Kuznețova (1990) etc., pentru berilul pegmatitelor din Rusia (Siberia, Urali), China, Brazilia, S.U.A. (Maine, Dakota), Canada (Ontario), Suedia (Varuträsk), Madagascar etc. În tabelul 67 se prezintă valorile coeficienţilor cristalo-chimici ai beriliului şi ale elementelor alcaline în berilul din diferite câmpuri pegmatitice.

Tabelul 67

Beriliul şi alcaliile în berilul pegmatitelor de la Teregova (valori ale coeficienţilor cristalo-chimici), comparativ cu unele date din literatura de specialitate (din Beus, 1960)

Localizare		Be	Na	K	Li	Rb+Cs	R^+
Teregova	(a)	2,73	0,10	0,05	nd	nd	0,15
	(b)	2,78	0,24	0,05	nd	nd	0,29
Siberia	(a)	2,83	0,03	-	-	-	0,03
	(b)	2,98	0,21	0,01	0,16	-	0,38
	(c)	2,73	0,35	0,02	0,26	-	0,63
Urali	(b)	3,0	0,21	-	0,11	-	0,32
	(d)	2,6	-	-	0,50	0,12	0,62
Maine	(a)	3,0	0,10	-	-	-	0,10
	(c)	2,72	0,21	0,01	0,28	0,06	0,56
Dakota	(b)	2,9	0,20	0,02	0,05	-	0,27
Varuträsk	(b)	2,94	0,35	0,02	0,13	0,01	0,51
Madagascar	(a)	3,0	0,10	0,02	-	-	0,12
	(b)	3,1	0,21	0,03	0,11	-	0,35
	(c)	2,6	0,27	-	0,52	0,07	0,86

nd - nedeterminat; a - beril sărac în alcalii; b - beril cu Na; c - beril cu Na+Li; d - beril cu Li+Cs.

Scanned with OKEN Scanner

3.1.8. Şeria columbit - tantalit

Formula generală a mineralelor seriei columbit-tantalit este AB_2O_6, în care A = Fe^{2+}, Mg, Mn şi B = Nb,Ta. Variaţia în compoziţie a seriei (grupului) este determinată, în principal, de substituţiile Fe = Mn şi Nb = Ta.

Grupa columbit-tantalit reprezintă minerale caracteristice pegmatitelor cu metale rare şi anume formaţiunii pegmatitelor microclin-albitice cu beril şi columbit+tantalit (Solodov, 1971), respectiv pegmatitelor complexe şi pegmatitelor cu TR (Černý, 1992). În pegmatitele ceramice şi în cele micafere, mineralele seriei columbit-tantalit se întâlnesc mult mai rar, în ultimele stadii ale pegmatitogenezei.

În pegmatitele din România, mineralele seriei apar în dykurile de la Teregova – munţii Semenic (subprovincia pegmatitică Getică), fiind reprezentate prin ferocolumbit şi ferotantalit (tabelul 68).

Ferocolumbitul se prezintă sub formă de cristale tabulare, bine dezvoltate după (*010*), de culoare neagră, uneori cu nuanţe brune. Dimensiunile frecvente ale cristalelor au cca 3-4 cm în lungime. Parageneza cea mai caracteristică este: ferocolumbit+microclin+cuarţ; sporadic mai apar şi alte parageneze: ferocolumbit+albit+muscovit+beril; ferocolumbit+ilmenit+rutil.

În secţiuni calcografice, ferocolumbitul se caracterizează printr-o capacitate de reflexie redusă, culoare cenuşie, uşor brună şi reflexe interne brun-roşcate, cu nuanţe gălbui. Atacul structural cu HF este destul de intens şi pune în evidenţă lamele de macle polisintetice după (*010*) şi macle de alipire după (*201*).

O serie de determinări efectuate de Superceanu (1957) au stabilit faptul că greutatea specifică este uşor variabilă, oscilând între 5,62 şi 5,93 (tabelul 68). Compoziţia chimică a ferocolumbitului din pegmatitele feldspatice cu metale rare de la Teregova este redată în tabelul 68.

În afară de elementele caracteristice seriei columbit-tantalit, probele analizate mai conţin şi unele cantităţi de titan, calciu, staniu, silice şi wolfram. Demne de remarcat sunt conţinuturile de fier (12,14 - 13,42 % FeO), caracteristice ferocolumbitului. Conţinutul de Nb_2O_5 este mult mai scăzut decât valoarea teoretică (78,88 % Nb_2O_5) a columbitului pur.

Prezenţa elementelor tetravalente este determinată de substituţia niobiului şi fierului trivalent după schema:

$$2R^{4+} = Nb^{5+} + Fe^{3+}.$$

Pătrunderea altor elemente în structura ferocolumbitului poate avea loc după următoarele scheme de substituţie:

$$Ti^{4+} + R^{3+} = Nb^{5+} + Ca^{2+};$$
$$Ti^{4+} + (Ca, Ba, Sr)^{2+} = Nb^{5+} + Na^{+};$$
$$3(Ti, Sn)^{4+} = 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}.$$

Scanned with OKEN Scanner

Aceste substituţii justifică conţinutul de 2,1 % TiO_2 determinat în ferocolumbitul tabular din zona intermediară a pegmatitelor de la Teregova. Între conţinutul de staniu şi cel de titan există o corelaţie negativă, iar conţinuturile mai scăzute de wolfram sunt însoţite de valori corespunzătoare de titan. Aspectele respective sugerează existenţa substituţiilor:

$$2Sn^{4+} = Nb^{5+} + Fe^{3+};$$
$$W^{6+} + (Fe, Mn)^{2+} = Nb^{5+} + (Fe, Sc)^{3+};$$
$$W^{6+} + O^{2-} = Nb^{5+} + (OH)^{-}.$$

Tabelul 68

Compoziţia chimică a mineralelor seriei columbit-tantalit din pegmatitele de la Teregova – subprovincia pegmatitică Getică, comparativ cu unele date din literatura de specialitate

%	Probe analizate				Date comparative			
	1	2	3	4	C	T	FC	MT
SiO_2	0,47	-	-	-	0,20	0,41	nd	nd
TiO_2	2,10	0,21	0,06	0,12	0,34	0,46	2,1	0,1
FeO	13,42	12,14	12,60	13,42	13,12	0,58	9,0	0,2
MnO	5,32	5,57	6,62	5,61	9,23	15,11	8,5	14,6
CaO	1,01	-	-	-	0,14	0,25	0,04	0,1
WO_3	0,13	0,17	0,26	0,20	nd	nd	nd	nd
SnO_2	0,13	0,18	0,46	0,42	0,30	nd	0,7	0,5
Nb_2O_5	56,23	49,85	12,42	20,15	72,75	10,33	43,8	20,0
Ta_2O_5	17,10	26,18	66,21	57,02	3,65	72,18	33,7	64,0
Gr. Sp.	5,62	5,95	7,11	6,90	nd	nd	nd	nd
Mn/(Mn+Fe)	0,28	0,31	0,34	0,29	0,41	0,96	0,48	0,98
Ta/(Ta+Nb)	0,26	0,38	0,86	0,77	0,05	0,95	0,47	0,78

- absent; nd - nedeterminat; *1* - ferocolumbit tabular din zona intermediară; *2* - ferocolumbit tabular din nucleul cuarţos; *3* - ferotantalit prismatic din nucleul cuarţos; *4* - ferotantalit acicular din zona de substituţie; C - columbit; T - tantalit din pegmatitele cu metale rare din Siberia şi Altaiul Mongoliei (din Kuzimenko şi Esikova, 1968); FC - ferocolumbit; MT - manganotantalit din corpul pegmatitic Buck – Manitoba (Černý şi Lenton, 1995).

În pegmatitele feldspatice cu metale rare de la Teregova – munţii Semenic, ferotantalitul apare mult mai rar decât columbitul, în zona centrală a corpurilor zonate. Cristalele au habitus prismatic, feţele predominante fiind (*100*), (*110*) şi (*001*). Din zona nucleului cuarţos (orizontul I) a fost prelevat un cristal prismatic de 8 cm lungime, în greutate de 1/2 kg (Superceanu, 1957). Paragenezele ferotantalitului, mai restrânse decât cele ale ferocolumbitului, sunt: ferotantalit+microclin+cuarţ; ferotantalit+montebrasit+casiterit; ferotantalit+albit+muscovit.

În secţiuni lustruite, ferotantalitul se caracterizează printr-o capacitate de

reflexie mai redusă decât ferocolumbitul, efecte de anizotropie mai puternice şi lipsa reflexelor interne.

În urma atacului cu HF a suprafeţelor lustruite, se pun în evidenţă lamele de macle caracteristice mineralului luat în studiu.

Compoziţia chimică a două probe de ferotantalit este prezentată în tabelul 68. Datele analitice scot în evidenţă o participare mai redusă a niobiului şi titanului şi mai ridicată a tantalului, wolframului, staniului, comparativ cu conţinuturile determinate în ferocolumbit. În acelaşi timp, se mai remarcă absenţa calciului, precum şi valori mai ridicate Ta/(Ta+Nb). Prezenţa unor conţinuturi de 0,42 - 0,46 % SnO pot fi datorate substituţiei izomorfe a tantalului, fierului şi manganului: $2Ta^{5+} + (Mn, Fe)^{2+} = 3Sn^{4+}$. În tabelul 69 se prezintă conţinutul în oxizii principali pentru mineralele seriei columbit-tantalit, iar tabelul 70 redă valorile coeficienţilor cristalo-chimici pentru ferocolumbitul şi ferotantalitul din pegmatitele de la Teregova.

Tabelul 69

Conţinutul în oxizii principali (%) ai seriei columbit-tantalit*

Localizare	Proba	Nb_2O_5	Ta_2O_5	FeO	MnO
Teregova	Ferocolumbit	52,54	21,64	12,78	5,44
	Ferotantalit	16,28	61,61	13,01	6,11
Siberia	Columbit	72,75	3,65	13,12	9,23
	Mangan niobotantalit	35,28	45,42	0,25	14,66
Altai	Columbit	63,77	14,55	7,00	14,00
	Tantalit	10,33	72,18	0,58	15,11
	Niobotantalit	33,35	49,05	1,10	16,13
	Tantalocolumbit	54,04	26,77	1,80	16,98
San Diego (California)	Manganocolumbit	68,22	12,56	0,35	19,27
Moravia (Cehia)	Columbit-tantalit	37,28	34,01	10,45	1,47
		26,71	54,44	5,94	8,31
Iihavea	Ferocolumbit	65,47	10,82	9,88	0,47
	Manganocolumbit	66,24	8,83		19,10
Carinthiia (Austria)	Ferotantalit	26,7	55,7	12,9	3,1
Morrua (Mozambic)	Manganotantalit	0,70	82,64	0,40	13,89
Phuket (Tailanda)	Columbit-tantalit	46,51	33,60	0,30	18,16
Bernik Lake (Canada)	Columbit-tantalit	41,89	38,47	9,64	7,34
	Tantalit - columbit	14,75	68,93	5,65	9,36

* Superceanu (1957); Kuzimenko şi Esikova (1968); Foord (1982); Černý şi Němec (1995); Černý şi colab. (1995); Suwimonprecha şi colab. (1995); Anderson şi colab. (1998).

În diagrama (Nb+Ta):(Fe+Mn):(Ti+Sn+W) probele din pegmatitele de la Teregova–munţii Semenic, se situează deasupra liniei *1:2*, confirmând şi pe această

cale participarea ridicată în compoziția mineralelor seriei columbit-tantalit a Nb şi Ta şi destul de scăzută a Ti, Sn, W (fig.129). Prin analize cu raze X, Săbău şi colab. (1997) au identificat în pegmatitele litifere de la Conțu, munții Cibin – magnocolumbitul: $(Mg, Fe, Mn)Nb_2O_6$.

Tabelul 70

Valorile coeficienților cristalo-chimici ale mineralelor seriei columbit-tantalit din pegmatitele de la Teregova – Munții Semenic (Subprovincia pegmatitică Getică)

Coeficienții cristalo-chimici	Probe analizate			
	1	2	3	4
Si	0,02	-	-	-
Ti	0,09	0,01	0,003	0,01
Fe	0,70	0,68	0,83	0,86
Mn	0,28	0,31	0,44	0,36
Ca	0,06	-	-	-
W	0,006	0,003	0,015	0,011
Sn	0,006	0,004	0,028	0,025
Nb	1,58	1,51	0,44	0,70
Ta	0,29	0,47	1,42	1,19
A	1,04	0,99	1,27	1,22
B	1,97	1,99	1,90	1,93

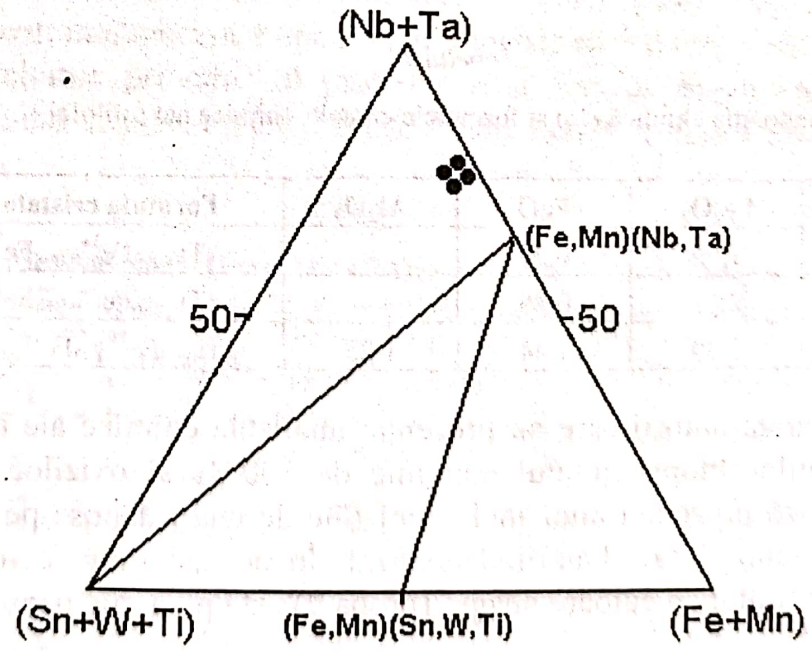


Fig.129. Diagrama (Nb+Ta):(Sn+W+Ti): (Fe+Mn) pentru mineralele seriei columbit-tantalit din pegmatitele de la Teregova – munții Semenic (subprovincia pegmatitică Getică).

Scanned with OKEN Scanner

3.1.9. Rutilul

În cadrul metamorfitelor din țara noastră, rutilul este prezent, mai ales sub formă de mineral accesoriu de dimensiuni microscopice şi, rareori, larg cristalizat. Megablaste de rutil şi nigrin de până la 15 cm lungime au fost descrise şi analizate de Savu (1970 b) în migmatitele şi în micaşisturile grupului Sebeş-Lotru din munții Semenic. Sub forma unor cristale prismatice, larg dezvoltate, de până la 10 cm lungime şi 4 cm grosime, rutilul a fost pus în evidență de Superceanu (1957) în pegmatitele feldspatice cu metale rare de la Teregova (munții Semenic) şi de Strusievicz şi Elisabeta Strusievicz (1985) în pegmatitele din munții Plopiş (seria Someş). În pegmatitele de la Teregova, rutilul se află în parageneză cu columbit, montebrasit, beril, turmalină şi apatit, iar în pegmatitele din munții Plopiş, rutilul se asociază cu cuarț şi feldspați. Cristalele de rutil sunt lipsite de fețe terminale, iar pe fețele de prismă prezintă striațiuni longitudinale, paralele cu axa *c*. În unele ocurențe (valea Bistra – Munții Plopiş), rutilul apare şi sub formă de cristale de dimensiuni aciculare mici, asociate în snopi. Frecvent, se recunosc *macle în genunchi* cu planul de concreştere (*101*) şi macle polisintetice rezultate prin repetarea acestei maclări. Culoarea cristalelor variază de la brun-roşcat închis, până la negru.

Compoziția chimică a rutilului din pegmatitele Munților Plopiş este prezentată, după autorii menționați mai sus, în tabelul 71. Pentru comparație se prezintă şi compoziția chimică a unui rutil (proba 3) din metamorfitele grupului Sebeş-Lotru din munții Semenic, redată după Savu (1970 b).

Tabelul 71

Compoziția chimică (%) şi formulele cristalo-chimice ale rutilului

Proba	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	Formula cristalo-chimică
1	92,68	1,69	0,28	-	$(Ti_{0,492}Fe^{3+}_{0,008}Fe^{2+}_{0,001})O_2$
2	86,84	2,65	0,86	-	$(Ti_{0,486}Fe^{3+}_{0,014}Fe^{2+}_{0,005})O_2$
3	94,60	2,80	1,44	1,25	$(Ti_{0,67}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,01}Al_{0,02})O_2$

După cum arată autorii care au prezentat analizele chimice ale rutilului din pegmatitele Munților Plopiş, totalul mai mic de 100 % al oxizilor celor două analize se datorează prezenței unor incluziuni fine de cuarț depuse pe suprafețele de clivaj ale rutilului, SiO_2-ul nefiind analizat. În acelaşi timp, conținutul mai ridicat în fier al rutilului de culoare neagră (proba 2) este prea mic pentru a putea fi considerat nigrin.

În ceea ce priveşte geneza, se consideră că rutilul a cristalizat din soluții pegmatitice care au luat naştere prin procesul de ultrametamorfism şi diferențiere metamorfică a rocilor preexistente. În acest caz, titanul existent în roci sub formă

Scanned with OKEN Scanner

de rutil primar sau ca substituent izomorf în biotit a fost mobilizat în soluții pegmatitice, din care au cristalizat împreună cu cuarț, feldspați, muscovit, granați, turmalină, andaluzit. Prin analogie cu datele din literatură se apreciază că și în Munții Plopiș, cristalizarea rutilului s-a realizat la temperaturi ridicate și presiuni mari. Totuși, prezența andaluzitului în aceeași parageneză cu rutilul pledează pentru o presiune mai scăzută și o temperatură mai ridicată de formare a acestor pegmatite.

3.1.10. Montebrasitul

Este prezent în pegmatitele feldspatice cu metale rare de la Teregova – munții Semenic și în pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu – munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). În zona centrală cuarțoasă a corpurilor pegmatitice de la Teregova, cristalele triclinice sunt idiomorfe sau hipidiomorfe, de culoare albă, uneori verzuie, cu dimensiuni care variază între 2 și 7 cm lungime. La microscop prezintă lamele caracteristice de maclă polisintetică, după două direcții: (*111*) și (*110*) și următoarele constante optice: *Ng-Np* = 1,62 - 1,60 = 0,2, unghiul axelor optice variind între 71 și 85° (Superceanu, 1957). Uneori, cristalele conțin incluziuni fine de ferocolumbit, ferotantalit și casiterit. În unele secțiuni, s-a remarcat substituția montebrasitului prin albit și cuarț. În raport cu cantitatea redusă în care apare acest mineral, paragenezele identificate de Superceanu (1957) sunt destul de variate și numeroase: montebrasit + cuarț + microclin; montebrasit + ferocolumbit + casiterit; montebrasit + turmalină + cuarț; cuarț + beril + montebrasit+albit+muscovit; montebrasit + spodumen + muscovit + cuarț + albit.

Aspectul chimic principal al probelor analizate de Superceanu (1957) îl constituie conținutul de litiu, fosfor și predominarea H_2O^+ asupra F (tabelul 72 a).

Tabelul 72 a

Compoziția chimică și valorile coeficienților cristalo-chimici ale montebrasitului din pegmatitele de la Teregova – munții Semenic (subprovincia pegmatitică Getică)

%	Probe analizate			Coeficienții cristalo-chimici		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	3,38	2,55	1,18			
Al_2O_3	31,26	30,05	30,81	0,08	0,06	0,03
MgO	0,01	-	-	0,91	0,86	0,97
CaO	1,56	2,46	1,85	-		
Na_2O	3,66	6,02	5,20	0,04	0,06	0,05
K_2O	0,55	0,62	0,56	0,17	0,28	0,26
Li_2O	7,13	5,62	5,81	0,01	0,02	0,01

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 72 a (continuare)

1	2	3	4	5	6	7
P_2O_5	45,90	49,50	47,18	0,71	0,55	0,62
H_2O^+	5,41	5,46	5,32	0,96	1,01	1,06
H_2O^-	0,12	0,08	0,09	0,89	0,89	0,94
F	1,46	1,26	1,32	0,11	0,09	0,11
$\frac{Li_2O}{Na_2O+K_2O}$	1,69	0,84	1,00	*(1)* montebrasit alb *(2)* montebrasit verzui *(3)* montebrasit verzui cu incluziuni de minerale negre		
F/H_2O^+	0,26	0,23	0,24			

Datele analitice mai indică conținuturi importante şi destul de constante de P_2O_5 şi Al_2O_3. În general, conținutul de Li_2O este mai ridicat decât suma oxizilor elementelor alcaline principale (Na_2O+K_2O). Oxidul de sodiu predomină oxidul de potasiu, iar conținutul de CaO variază în limite destul de restrânse. Îmbogățirea în Na_2O şi CaO a montebrasitului verzui este determinată de procesele de albitizare precum şi de prezența unor microincluziuni de albit şi apatit. După conținutul de Na_2O, montebrasitul de la Teregova – munții Semenic, se apropie de fremontit (natro-montebrasit). Valorile oxidului de sodiu determinate de Superceanu (1957) sunt mult mai ridicate decât cele citate de Černa şi colab. (1972) pentru ambligonit-montebrasitul din corpul pegmatitic Tanko, Bernik - Lake (Ontario): 0,02 % Na_2O şi cel din pegmatitele de la Coolgardie (Australia): 0,17 % Na_2O.

3.1.11. Amfibolii

Sunt prezenți în pegmatitele de compoziție bazică, asociate grupei hornblendit-trondhjemitică a intruziunilor de Codru din munții Apuseni. În ocurențele de pe valea Bistra, cristalele larg dezvoltate de amfiboli se asociază cu plagioclaz+sericit+cuarț +titanit.

În tabelul 72 b se prezintă compoziția chimică a amfibolului pegmatitic (Dimitrescu şi Gabriela Covali, 1974), comparativ cu o probă de amfibol din hornblenditele intruziunilor de Codru (Buzgar, 2000).

Datele de conținut indică valori ale oxizilor caracteristice mineralului luat în studiu, remarcându-se predominarea FeO asupra Fe_2O_3 şi a MgO asupra CaO. Conținutul de 0,4 % TiO_2 este caracteristic amfibolilor din pegmatite. Dintre posibilitățile de schimb diadochic menționăm:

$$Na^+ + Al^{3+} = Ca^{2+} + Mg^{2+};$$
$$Na^+ + Si^{4+} = Ca^{2+} + Al^{3+}.$$

Analiza chimică a amfibolului pegmatitic a permis calcularea compoziției normative, care indică 53 % tschermakit şi 47 % pargasit (fig. 130 şi 131).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 72 b

Compoziţia chimică şi valorile coeficienţilor cristalo-chimici ale amfibolilor din pegmatitele şi hornblenditele intruziunilor de Codru

%	Compoziţia chimică		Coeficienţi cristalo-chimici		
	1	2		1	2
SiO_2	40,8	40,89	Si	5,98	5,91
TiO_2	0,4	1,01	Al_{IV}	2,02	2,09
Al_2O_3	16,5	17,73	Al_{VI}	0,83	0,93
Fe_2O_3	3,9	2,25	Ti	0,04	0,11
FeO	9,1	11,09	Fe^{3+}	0,44	0,24
MnO	0,1	0,16	Fe^{2+}	1,11	1,34
MgO	14,3	11,84	Mg	3,13	2,55
CaO	9,9	11,50	Mn	0,01	0,02
Na_2O	1,1	1,50	Ca	1,55	1,78
K_2O	0,4	0,22	Na	0,31	0,42
H_2O^+	3,6	1,78	K	0,07	0,04
Total	100	99,97	OH	2,00	1,92

Localizarea probelor: *1* - amfibol din pegmatit, valea Bistra; *2* - amfibol din hornblendit, versantul stâng al văii Bistrişoara.

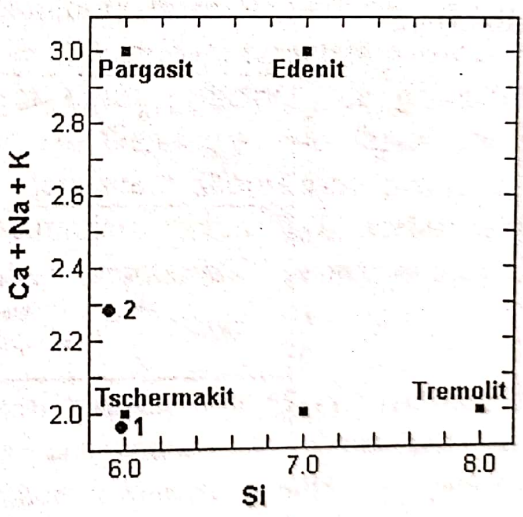


Fig.130. Diagrama de clasificare a amfibolilor (Ca+Na+K):Si (Wones şi Gilbert, 1982):
1 - amfibol din pegmatite;
2 - amfibol din hornblendite.

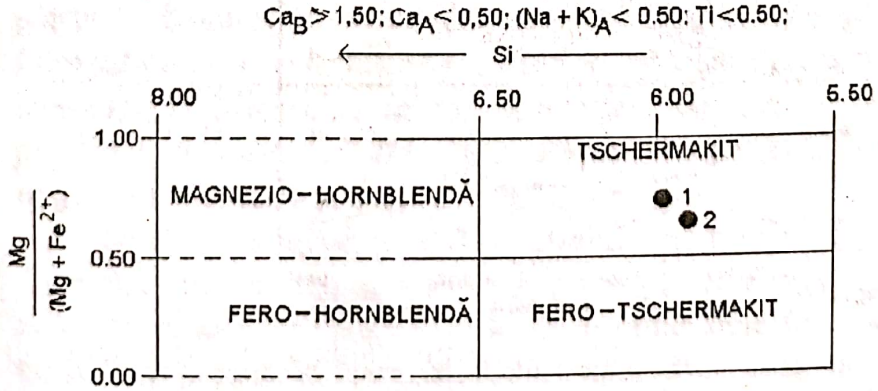


Fig. 131. Diagrama de clasificare a amfibolilor (Leake şi colab., 1997):
1- amfibol din pegmatite;
2-amfibol din hornblendite.

Scanned with OKEN Scanner

Distribuția geochimică, cantitativă, a elementelor majore în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este prezentată în diagramele din figura 132. Examinarea acestor diagrame arată:

– conținuturi ridicate de SiO_2 în albit, oligoclaz, microclin, beril și spodumen și valori mai scăzute, dar în mare parte constante în biotit, turmalină și granați; după conținutul în SiO_2, muscovitul se situează între feldspați și grupa mineralelor bogate în fier (granați, biotit, turmalină);

– participarea largă a aluminiului în muscovit, turmalină și conținuturi mai scăzute, dar apropiate ca valoare, în feldspați, biotit, granați și beril;

– predominarea oxidului feros asupra oxidului feric în muscovit, biotit, turmalină, granați; biotitul și granații se caracterizează prin valori ridicate în FeO, iar în feldspați se găsesc conținuturi foarte scăzute de fier;

– concentrarea magneziului în unele minerale bogate în fier (biotit, turmalină) și relația pozitivă între conținutul de magneziu și cel de fier bivalent în muscovit, biotit, turmalină;

– conținuturi ridicate ale elementelor alcaline în feldspați, muscovit, biotit și relația pozitivă între cantitatea de silice și valoarea oxidului de sodiu în feldspați, muscovit, biotit și turmalină;

– participarea largă a manganului în granați cu valorile cele mai ridicate în granații din pegmatitele albit-spodumenice;

– conținuturi de titan caracteristice mineralelor din pegmatitele de origine metamorfică.

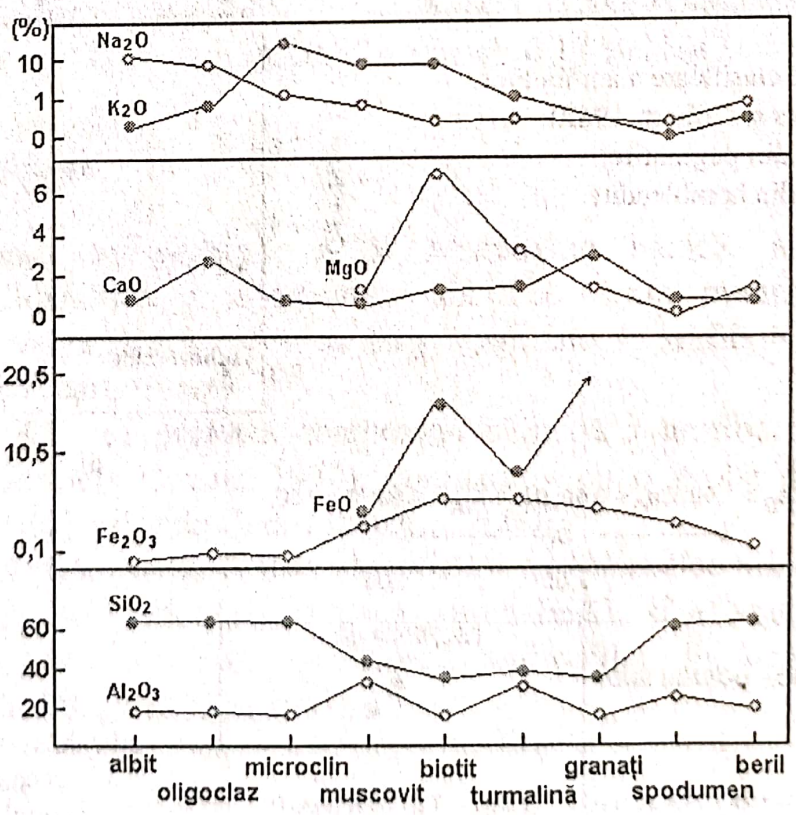


Fig. 132. Distribuția geochimică a principalilor oxizi în mineralele din pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

3.2. Geochimia elementelor minore

Studiul particularităţilor care se manifestă în distribuţia elementelor minore (*urmă*) reprezintă o practică curentă în cercetarea geochimică. Acest aspect permite cunoaşterea specializării geochimice a formaţiunilor geologice prezente în diferite provincii petrometalogene. În acest sens, se urmăreşte să fie stabilite caracteristicile distribuţiei cantitative a elementelor minore în rocile formaţiunii respective precum şi în mineralele constituente ale acestora.

Geochimia elementelor minore în pegmatitogeneza *granitică* este caracterizată de următoarele grupe mai importante, în ordinea scăderii conţinuturilor maxime (Černý, 1982 a):

1) Li;
2) Rb, Cs, Ba, B, P, F;
3) Mn, Sr, Be, Sn, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Y, TR, U, Th;
4) Sc, Mo, W, Bi, As, Sb, Zn, Cd, Cu, Pb, Tl, Ga, Ge.

Aceste elemente minore se acumulează, de obicei, alături de unele elemente majore, formând asociaţii geochimice caracteristice: Li-Mg; Li-Fe; Li-Al; Rb-K; Ba-K; Pb-K; Be-Al; Y-Mn; TR-Ca; Ga-Al; Ge-Si; Nb, Ta-Ti; Sc-Fe; Co-Fe etc.

Distribuţia geochimică a unor elemente minore în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice din România pune în evidenţă o serie de caractere particulare, proprii fiecărui mineral separat din cele trei tipuri principale de pegmatite: feldspatice, micafere, cu metale rare. Demn de menţionat este faptul că, în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice, elementele minore sunt prezente în cantităţi care nu depăşesc valorile limită de acumulare izomorfă. În acelaşi timp, conţinuturile în elemente minore prezintă valori caracteristice pentru mineralele pegmatitelor de geneză metamorfică.

Litiul. Este unul dintre elementele cele mai caracteristice ale pegmatitelor de compoziţie granitică. Acest metal alcalin rar se concentrează în pegmatitele cele mai târzii şi de adâncimea cea mai redusă, unde formează minerale proprii sau pătrunde izomorf în structura mineralelor principale şi accesorii. În pegmatitele feldspatice şi în cele micafere, litiul se găseşte în cea mai mare parte sub formă izomorfă în minerale, iar în pegmatitele cu metale rare, litiul devine element principal şi formează minerale proprii, dintre care spodumenul este cel mai important (Solodov şi colab., 1980).

Distribuţia geochimică a litiului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice indică conţinuturi scăzute care caracterizează feldspaţii precum şi acumularea acestui metal alcalin rar în mineralele feromagneziene (biotit, granaţi, turmalină) precum şi în muscovit.

Scanned with OKEN Scanner

Considerăm, ca şi alţi cercetători, că pătrunderea litiului în mineralele feromagneziene se realizează după următoarele scheme de substituţie:

$$2Mg^{2+}_{VI} = Li^{+}_{VI} + Al^{3+}_{VI} \qquad Mg^{2+}_{VI} + Fe^{3+}_{VI} = Li^{+}_{VI} + Ti^{4+}_{VI}$$

$$2Fe^{2+}_{VI} = Li^{+}_{VI} + Al^{3+}_{VI} \qquad Mg^{2+}_{VI} + O^{2-} = Li^{+}_{VI} + F^{-}(OH)^{-}$$

$$Mg^{2+}_{VI} + + \square_{VI} = Li^{+}_{VI} + Na^{+} \qquad Mg^{2+}_{VI} + Al^{3+}_{IV} = Li^{+}_{VI} + Si^{4+}_{IV}$$

Dintre aceste posibilităţi, legătura litiului cu magneziul este cea mai importantă şi se confirmă din caracterul relaţiilor Li:M (magnezialitate) şi Li:Pirop (fig.133 ; Murariu şi Alla Zămârca, 1979).

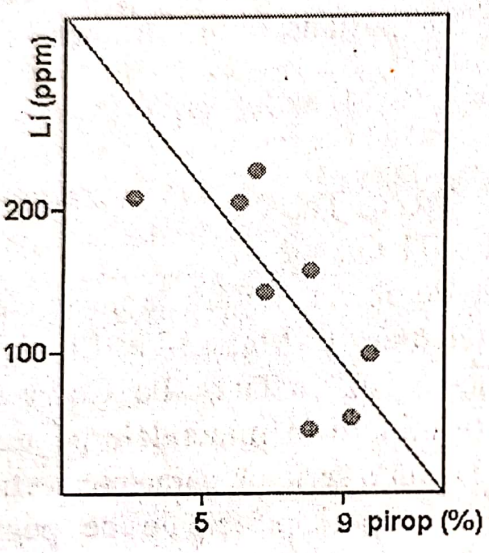


Fig.133. Caracterul relaţiei Li:Pirop în granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice.

În muscovit, în absenţa fierului şi a magneziului, litiul substituie aluminiul, după schemele:

$$Al^{3+}_{VI} + Al^{3+}_{IV} + \square_{VI} = 2Li^{+}_{VI} + Si^{4+}_{IV} \qquad Al^{3+}_{VI} + 2\square_{VI} = 3Li^{+}_{VI}$$

În pegmatitele provinciei Carpatice, principalul mineral concentrator de litiu este biotitul, în care sunt prezente conţinuturi care variază între 212 şi 1854 ppm (tabelul 73). Valori apropiate au mai fost determinate de Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1977) în biotitul pegmatitelor subprovinciei Preluca (157-241 ppm Li) sau în cel din pegmatitele de la Voislova – subprovincia Getică (454 ppm Li). De asemenea, mai menţionăm şi conţinutul de 440 ppm Li al biotitului din corpul pegmatitic de la Cataractele Lotrului – subprovincia pegmatitică Getică, prezentat de Rodica Apostolescu (1973). Dintre aceste valori, conţinutul maxim de litiu (1854 ppm) caracterizează biotitul din zona intermediară a pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul Conţu-Negovanu, munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). El se încadrează între conţinuturile determinate de Şmakin (1973) pentru biotitul pegmatitelor cu metale rare ale câmpului Bihar-India: 305-4764 ppm Li şi nu depăşeşte valoarea medie de 2880 ppm Li, prezentată de Salie şi Glebovitki (1976) pentru biotitul pegmatitelor albit-spodumenice.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 73

Conținutul în unele elemente minore (ppm) ale biotitului din pegmatitele provinciei Carpatice*

Localizare	Li	Be	Ba	Ga	Sn	V	Ni	Co	Cr	Sc	Y	Nb	La	Cu	Pb	Zn
Subprovincia pegmatitică Preluca																
Câmpul Copalnic: Valea Pleşii	290	9,0	310	37,0	46,0	< 10	25	14,7	150	22,0	14	106	< 30	7,0	47	500
Câmpul Răzoare:																
Runcuşoare	295	5,5	600	36,5	26,5	< 10	14	27,5	192	27,0	10	78,5	< 30	6,0	40	450
Filonul Ciungi	212	1,3	1900	35,5	8,7	< 10	24	28,6	155	53,5	27	54,9	< 30	6,5	26	80
Subprovincia pegmatitică Rodna																
Valea Rebra	700	5,0	260	56,0	56,0	76,0	50	60	37	25	9	55	19,5	125	15	425
Pascaru	685	4,5	263	35,5	50,0	70,0	40	55	36	20	8	50	19,0	175	20	265
Scărişoara	710	5,0	250	38,5	45,0	68,5	44	60	38	23	8	52	20,0	123	23	280
Subprovincia pegmatitică Gilău –Muntele Mare																
Valea Iara	1500	1,0	245	78,5	57,0	27,0	26	20,5	-	16,0	19	98	16,0	7,5	5	690
Valea Şoimului	1300	6,6	104	50,0	105,0	18,7	27	5,2	-	23,1	30	75	16,5	4,3	15	600
Valea Calului	320	2,0	250	27,5	26,0	-	26	9,5	-	19,5	6	41	11,5	8,0	10	395
Crişeni	440	3,4	500	41,5	36,0	25,0	24	22,2	-	16,5	8	75	11,0	4,8	15	285
Subprovincia pegmatitică Getică																
Câmpul Conţu:																
- zona marginală	293	5,0	-	30,0	30,0	70,0	85	65,0	150	29,0	10	52	-	7,8	3	100
- zona intermediară	1854	5,5	-	35,0	35,0	-	60	-	155	36,0	27	120	-	8,0	23	80
Media	716,5	4,5	468,2	42,6	39,0	50,6	47,3	33,4	114,0	25,8	14,5	71,5	16,2	40,2	20,1	345,8
Date comparative (Conţinuturi medii; Liahovici, 1972)																
Biotit din granite	916,4	4,9	1664•	61,0	76,5	198	152,8	46,8	91,6	61,2	-	143,6	-	45,0	-	480
Biotit din pegmatite	897	2,7	-	156	105	190	30,0	-	-	38,2	-	204,9	-	-	-	683,3
Biotit din gnaise	66,7	2,2	1827	41,7	-	529	136,2	38,5	210,7	47,1	-	33,6	-	-	-	-
Biotit din şisturi	203	2,2	662	31,0	-	248	236,5	46,7	243,3	30,6	-	168,0	-	-	15	62,9

- nedeterminat; * analist: Alla Zămârcă (IGR – Bucureşti).

Scanned with OKEN Scanner

În pegmatitele feldspatice şi în cele muscovitice ale subprovinciei Gilău-Muntele Mare, biotitul zonei de contact conţine mai mult litiu decât biotitul parţial muscovitizat al zonelor intermediare. În pegmatitele feldspatice ale subprovinciei Getice din Carpaţii Meridionali, biotitul din pegmatitele situate în metamorfitele zonei cu sillimanit are mai puţin litiu decât cel din pegmatitele zonei cu staurolit şi disten.

Conţinutul mediu de litiu al biotitului din pegmatitele provinciei Carpatice este de 716,5 ppm şi se apropie de valoarea medie prezentată de Liahovici (1972) pentru biotitul din pegmatite: 897 ppm. Conţinuturi apropiate de cele determinate de noi au fost prezentate de Şmakin (1971) pentru biotitul din pegmatitele micafere ale câmpului Mamsk din Siberia (488,6 ppm Li) şi de Alexandra Gaweda (1992b) pentru biotitul pegmatitelor masivului Tatra de Vest (710 ppm Li). Date de conţinut asemănătoare caracterizează şi biotitul din pegmatitele micafere ale câmpului Baikal: 478 ppm Li (Manuilova şi colab., 1966) precum şi cel din pegmatitele plagioclaz-microclinice ale Kareliei de Nord: 139,3 ppm Li (Gordienko şi Leonova, 1976).Menţionăm şi valorile medii indicate de Magakon şi Şmakin (1964) pentru biotitul pegmatitelor feldspatice din câmpul Mamsk: 470 ppm Li. Faţă de aceste valori, biotitul din pegmatitele cu metale rare ale Sainului conţine mai mult Li: 6150 ppm (Slepnev, 1964). Unele conţinuturi ridicate de litiu au fost determinate de Černý şi Lenton (1995) în biotitul din pegmatitele părţii de sud-est a Manitobei: 1300-2926 ppm.

Comparativ cu biotitul din pegmatite, biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice conţine mai puţin litiu: 93 ppm – biotitul din micaşisturile seriei Rebra, Subprovincia pegmatitică Rodna şi 126-182 ppm, biotitul micaşisturilor grupului Sebeş-Lotru din munţii Semenic, subprovincia pegmatitică Getică (Savu şi colab., 1967).

Examinând distribuţia geochimică, cantitativă, a litiului în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice, se constată unele valori mai ridicate în muscovitul pegmatitelor albit-spodumenice şi mai scăzute în muscovitul pegmatitelor feldspatice şi a celor micafere (tabelul 74; fig.134; Murariu şi Gandrabura, 1995).

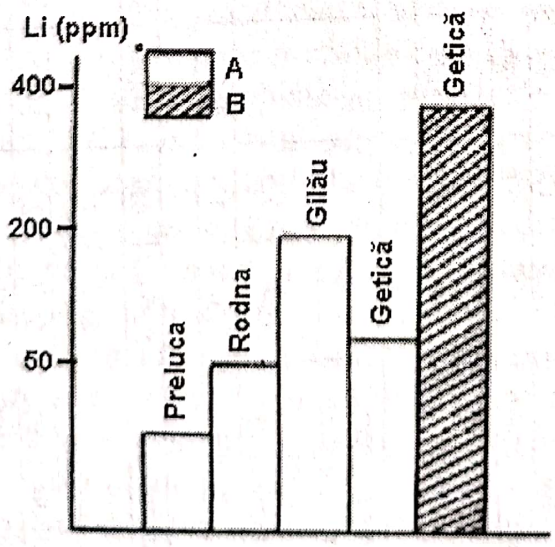


Fig.134. Litiul în muscovitul pegmatitelor feldspatice, micafere (*A*) şi cu metale rare, (*B*) din provincia pegmatitică Carpatică.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 74

Litiul şi rubidiul în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice

Localizare	Asociaţia mineralogică	Li (ppm)	Rb (ppm)
A. Pegmatite feldspatice şi pegmatite muscovitice			
Subprovincia pegmatitică Preluca*			
Ciungi	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+turmalină+granaţi	30,4	287,0
Buteasa	Cuarţ+feldspaţi+muscovit	12,0	398,0
Copalnic	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+apatit	48,5	227,7
Subprovincia pegmatitică Rodna*			
Între Rebre:–zona marginală	Cuarţ+feldspaţi+mice+ turmalină+granaţi	37,0	334,0
–zona intermediară	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+turmalină	45,0	334,0
Scărişoara	Cuarţ+mice+feldspaţi+turmalină+ apatit	103,5	334,9
Făget	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	36,0	282,0
Pascaru	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	44,5	218,8
Subprovincia pegmatitică Getică			
Cataracte	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+biotit	15,5	427,0
Despina	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+beril	60.0	225,0
Padina	Cuarţ+feldspaţi+muscovit	185,0	530,0
Valea Balu	Cuarţ+feldspaţi+muscovit	31,7	391,6
Delineşti	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	25,3	238,0
Sectorul Măgura-Tâlva**: – valea Ogaş		110,0	-
– valea Dobrotin		76,0	-
– dealul Râpi		50,0	-
– dealul Tâlva		22,0	-
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare***			
Valea Şoimului:			
– zona marginală	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+biotit	122,0	-
– zona intermediară	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	263,0	-
Valea Iara:–zona marginală	Cuarţ+feldspaţi+mice+turmalină	118,0	
–zona intermediară	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	240,0	-
Valea Calului	Cuarţ+muscovit+feldspaţi	250,0	-
Pârâul Ursului	Cuarţ+muscovit+feldspaţi+granaţi	185,0	-
Valea Mică	Cuarţ+feldspaţi+muscovit+ molibdenit	202,0	-
B. Pegmatite cu metale rare (albit-spodumenice)*			
Subprovincia pegmatitică Getică			
Pârâul Conţu (galeria II)	Spodumen+cuarţ+muscovit	292,9	1167
	Spodumen+cleavelandit+cuarţ+muscovit	456,2	1210
	Spodumen+cleavelandit+cuarţ+muscovit	684,2	1573
	Cuarţ+muscovit	69,9	748

- nedeterminat; *Murariu şi Gandrabura (1992-1993) ** Hann (1987); *** Murariu şi Alla Zămârcă (1979).

Scanned with OKEN Scanner

În pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conțu-Negovanu, munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică), muscovitul de culoare verzuie al complexului albit-spodumenic conține mai mult litiu (292,9-684,2 ppm), comparativ cu muscovitul incolor al complexului cuarț-muscovitic (69,9 ppm). În acest caz, muscovitul verzui al pegmatitelor albit-spodumenice reprezintă mineralul indicator al potențialului de mineralizare cu metale rare a acestor pegmatite (Murariu și Gandrabura, 1992-1993; 1995). Conținutul mediu de litiu al muscovitului pegmatitelor cu metale rare din câmpul Conțu-Negovanu (375,8 ppm) este destul de apropiat de valoarea prezentată de Solodov și colab. (1980) pentru muscovitul pegmatitelor albit-spodumenice: 400 ppm (tabelul 75).

Aceste valori sunt, însă, mult mai scăzute decât conținuturile de litiu determinate în muscovitul pegmatitelelor granitice cu metale rare din: Scutul baltic (Salie și Glebovițki, 1976); Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990); Manitoba (Hawthorne și Černý, 1982); Rožna și Dobrá Voda – Cehia (Černý și colab., 1995) (tabelul 75). Cu excepția muscovitului asociat cu lepidolit, toate conținuturile de litiu din muscovit sunt mai mici decât valoarea teoretică: 0,5 % cantități atomice.

Comparativ cu aceste valori, în muscovitul pegmatitelor feldspatice și al celor micafere, conținutul de litiu este mult mai scăzut (tabelul 74). Datele obținute de noi precum și cele prezentate de Hann (1987) arată în muscovitul acestor pegmatite conținuturi de litiu care variază între 12 și 250 ppm. În muscovitul separat din pegmatitele localizate în granitul de Muntele Mare – subprovincia pegmatitică Gilău, conținutul de litiu este mai ridicat (122-202 ppm) decât în muscovitul pegmatitelor cantonate în metamorfitele seriei Someș (x = 150 ppm).

Conținutul mediu de litiu al muscovitului din pegmatitele micafere și din cele feldspatice ale provinciei Carpatice este de 86 ppm, valoare destul de apropiată de media de 80 ppm Li, indicată de Liahovici (1972) pentru muscovitul pegmatitelor micafere. În același timp, valorile determinate de noi se încadrează între cele prezentate de Șmakin (1971) pentru muscovitul pegmatitelor micafere ale câmpului Mamsk din Siberia. După cum se remarcă din tabelul 75, date de conținut asemănătoare sunt prezente și în muscovitul din pegmatitele micafere ale câmpurilor: Baikal (Manuilova și colab., 1966); Biriusinsk – Siberia (Glebov, 1971); Bihar – India (Șmakin, 1973); Karelia (Gordienko și Leonova, 1976), precum și în muscovitul pegmatitelor feldspatice ale câmpurilor Kola (Rudovskaia, 1964) și Baikal (Manuilova și colab., 1966). Toate aceste valori sunt însă mai scăzute decât conținutul mediu de litiu calculat de Liahovici (1972) pentru muscovitul pegmatitelor granitice: 379,2 ppm.

Demn de menționat este faptul că, în pegmatitele zonate, conținutul de litiu crește de la muscovitul din zona marginală la muscovitul asociat proceselor de albitizare din zonele intermediare. Acest aspect a fost pus în evidență pentru muscovitul corpului pegmatitic Între Rebre – subprovincia pegmatitică Rodna și a celui din corpul pegmatitic de pe valea Șoimului – subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare (tabelul 74, Murariu și Alla Zămârcă, 1979; Murariu și Gandrabura, 1992-1993).

Scanned with OKEN Scanner

Posibilitatea substituției aluminiului octaedric de către litiu în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice este redată grafic în diagrama din figura 135.

Coeficientul de concentrare (k) al litiului în muscovitul pegmatitic evidențiază clar valori mult mai ridicate pentru muscovitul pegmatitelor cu metale rare (tabelul 75).

Tabelul 75

Conținutul mediu și valorile coeficientului de concentrare (k) ale litiului și rubidiului în muscovitul din pegmatite

Tipul de pegmatit și localizarea	Li (ppm)	k_{Li}	Rb (ppm)	k_{Rb}	Autori
Pegmatite muscovitice și pegmatite feldspatice					
Micafere, feldspatice: PPC	86	0,22	304	0,27	Murariu și Gandrabura (1992-1993)
Micafere: Baikal	101	0,26	325	0,29	Manuilova și colab. (1966)
Micafere: Biriusinsk	93	0,24	401	0,35	Glebov (1971)
Micafere: Bihar	145	0,38	406	0,36	Șmakin (1973)
Micafere: Karelia	46	0,12	274	0,24	Gordienko și Leonova (1976)
Feldspatice: Mamsk	70	0,18	-	-	Slepnev (1964)
Feldspatice : Kola	132,7	0,35	1070	0,95	Rudovskaia (1964)
Feldspatice: Baikal	203	0,53	621	0,55	Manuilova și colab. (1966)
Pegmatite cu metale rare					
Albit-spodumenice: România	375	0,98	1174	1,04	Murariu și Gandrabura (1995)
Saian : Rusia	1100	2,9	2006	1,79	Slepnev (1964)
Lepidolit +pollucit: Colorado	2554	6,73	5669	5,06	Heinrich (1967)
Be + Ta + Li Ta + Be Complexe	2930 590 12100*	7,72 1,55 31,9	3750 3790 7570	3,34 3,38 6,76	Kuzimenko și Hvostova (1971)
Bihar – India	3118	8,22	4227	3,77	Șmakin (1973)
Scutul baltic	1570	4,14	18000	16,1	Salie și Glebovițki (1976)
Tanko – Manitoba	1718	4,53	15453	13,8	Hawthorne și Černý (1982)
Albit-spodumenice: Siberia	2935	7,74	3768	3,36	Zagorski și Kuznețova (1990)
Rožna – Cehia Dobra Voda – Cehia	1374 1904	3,62 5,02	6492 6126	5,8 5,46	Černý și colab. (1995)
Dúbrava – Cehia	228,6	0,6	1234	1,1	Štefania Dávidová (1998)
Bernik Lake – Manitoba	130	0,34	49,98	4,4	Anderson și colab. (1998)
Pegmatite (în general)	379,2	1,0	1120	1,0	Liahovici (1972)
Microclin-albit-spodumenice (în general) Albit-spodumenice (în general)	600 400	1,58 1,05	15000 8000	13,4 7,14	Solodov și colab. (1980)

* muscovit asociat cu lepidolit; - nedeterminat.

INV. 152402

Scanned with OKEN Scanner

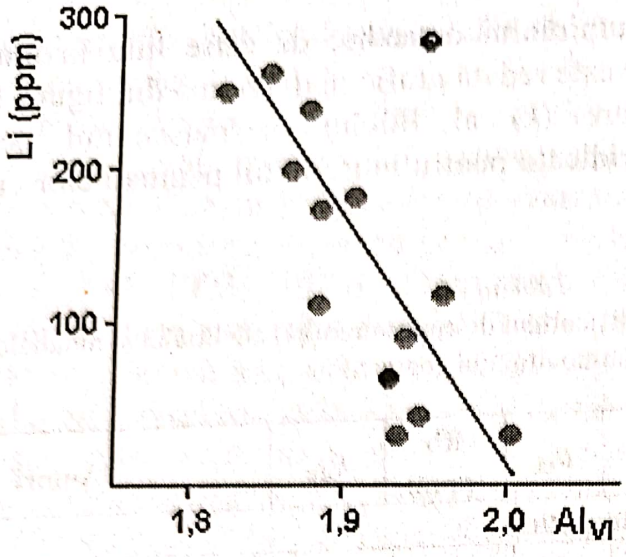


Fig.135. Caracterul relației Li:Al_{VI} în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice.

În muscovitul separat din mezometamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat cantități mici de litiu. Astfel, muscovitul micașisturilor cu granați de pe valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna, conține 16 ppm Li, iar muscovitul paragnaiselor micacee ale grupului Sebeș-Lotru din câmpul pegmatitic Conțu-Negovanu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică indică 119 ppm Li. Aceste valori concordă în mare parte cu conținutul de litiu prezentat de Gavrilenko și Sahonenok (1986) pentru muscovitul din metamorfite: 25-140 ppm.

Granații din pegmatitele provinciei Carpatice conțin mai puțin litiu decât biotitul și mai mult decât turmalina și feldspații. Pătrunderea litiului în structura granaților în urma substituției magneziului și a fierului justifică prezența unor conținuturi care variază între 44 și 250 ppm (tabelul 76). Substituția se realizează mai ales la temperaturi scăzute, caracteristice ultimelor stadii alcaline ale pegmatitogenezei. Acest aspect determină în corpurile pegmatitice zonate o creștere a conținutului de litiu în granații din părțile interne. Astfel, în corpul pegmatitic de pe Pârâul Ursului – subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare, conținutul de litiu crește de la 200 ppm (granat din zona marginală) la 220 ppm (granat din zona intermediară)(Murariu și colab., 1986). Conținutul cel mai ridicat de litiu (250 ppm) este prezent în granații din pegmatitele litifere ale câmpului Conțu-Negovanu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică.

Valorile obținute de noi pentru granații din pegmatitele provinciei Carpatice sunt mai scăzute decât media de 270 ppm Li prezentată de Solodov (1971) pentru granații pegmatitici. Acest aspect este prezent și în granații pegmatitelor ceramice de la Smrček – Cehia, în care Černý (1971) a determinat 232 ppm Li. Comparativ cu aceste valori, conținutul mediu de litiu al granaților din pegmatitele cu metale rare de la Wodgino – Australia, este mult mai ridicat: 464 ppm (din Černý și Hawthorne, 1982).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 76

Conținutul unor elemente minore (ppm) ale granaților din pegmatitele provinciei Carpatice*

Localizare	Li	Be	Sc	Ga	Sn	Ge	Zr	Y	Yb	La	Cu	Pb	Ba	Zn
Subprovincia pegmatitică Preluca														
Câmpul Copalnic:														
Valea Pleşii	200	2,0	10	10	30	93	31	200	12	90	4	-	20	260
Buteasa	170	1,0	17	16	24	93	18	210	17	90	5	-	16	240
Câmpul Răzoare:														
Ciungi	200	1,0	17	18	50	120	155	500	50	50	27	-	32	250
- Subprovincia pegmatitică Rodna														
Valea Rebra:														
- zona marginală	44	1,0	33	8	7	21	350	1200	225	70	60	55	265	240
- zona intermediară	82	4,5	40	13	17	30	215	1550	130	70	9	23	26	300
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare														
Pârâul Ursului:														
- zona marginală	200	2,0	42	17	60	68	31	520	60	80	55	75	20	300
- zona intermediară	220	3,5	68	10	67	60	65	820	110	70	59	35	38	260
Valea Mică	150	1,5	57	18	19	34	52	1900	185	80	55	9	10	240
Subprovincia pegmatitică Getică														
Pegmatite micafere şi feldspatice														
Voislova	112	1,5	34	10	13	24	300	1550	185	48	140	160	210	560
Valea Lotrului	140	2,0	22	14	17	50	43	900	100	80	56	38	-	240
Pegmatite cu metale rare (albit-spodumenice)														
Pârâul Conțu	250	2,0	-	5	-	-	-	1500	150	-	-	-	-	350
Media	160,7	2,0	34	14,3	30,4	59,3	126	986,3	111,2	72,8	47	56,4	70,7	294,5
Granați din metamorfitele înconjurătoare (Seria Rebra, Munții Rodna)**														
Micaşisturi	-	<1	130	13	12	-	500	390	65	<30	13	4	-	-
Amfibolite	-	<1	80	17	7	-	320	110	15	<30	14	2	-	-

* Murariu şi colab. (1986); - nedeterminat.

Scanned with OKEN Scanner

În granaţii din paragnaisele în care sunt localizate pegmatitele seriei Sebeş-Lotru (subprovincia pegmatitică Getică), s-a determinat un conţinut mult mai scăzut de litiu: 20 ppm.

În structura turmalinei, litiul este prezent ca element major în varietăţile: *elbait* (turmalină alcalină): $NaLi_{1,5}Al_{1,5}Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(OH)$, *liddiocoatit* (turmalină calcică): $CaLi_2AlAl_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3F$, şi *rossmanit* (turmalina cu vacanţe): $LiAl_2Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(OH)$. Varietatea de turmalină neagră (*schörlit*) poate să conţină până la 0,8 % Li.

Turmalina din pegmatitele feldspatice şi din pegmatitele micafere ale provinciei Carpatice conţine cantităţi de litiu care variază în limite destul de largi: 3-158 ppm, cu o medie de 58 ppm (tabelul 77), mai ridicată decât media prezentată de Solodov (1971) pentru turmalina neagră din pegmatite. Valorile mai mari de litiu în unele turmaline analizate de noi (60-158 ppm) se pot datora unor substituţii izomorfe, ale căror scheme posibile au fost prezentate de Henry şi Dutrov (1990):

Tipul de substituţie	Vectorii de schimb
$^{Y}Al + 2O = {}^{Y}Li + 2OH$	$AlO_2Li_{-1}(OH)_{-2}$
$2^{X}\square + {}^{Y}Al = 2^{X}Na + {}^{Y}Li$	$\square_{-2}AlNa_{-2}Li_{-1}$
$^{X}\square + OH = {}^{Y}Li + O$	$\square_{OH}Li_{-1}O_{-1}$
$2^{X}Na + {}^{Y}Al = 2^{X}Ca + {}^{Y}Li$ $2^{Y}Fe = {}^{Y}Li + {}^{Y}Al$	$Na_{-2}Al_{-1}Ca_2Li$ $Fe_{-2}LiAl$

Tabelul 77

Conţinutul de elemente minore (ppm) ale turmalinei din unele pegmatite ale provinciei Carpatice

Localizare	Li	Be	Sc	Ga	Sn	Zr	Y	Nb	La	Cu	Pb	Ba
Subprovincia pegmatitică Preluca												
Răzoare	30	1,5	11,0	58	30	16	5,0	-	28	6,5	6,5	-
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare*												
Pârâul Ursului	60	6,5	6,5	95	33	34	7,0	-	28	9,0	8,5	-
Crişeni	60	3,7	-	61	10	-	4,2	-	30	1,6	2,5	8,0
Valea Iara	158	7,3	-	96	43	-	3,2	-	23	1,3	4,3	6,0
Pârâul Galbena	58	3,9	7,0	80	28	-	8,5	-	25	2,0	6,5	9,5
Subprovincia pegmatitică Getică**												
Dealul Curcan	40	8,5	13,0	48	43	130	14,0	10	-	6,5	5,0	80,0
Valea Vărutului	3	13,5	2,0	17	16	10	10,0	14	-	3,5	13	34,0
Dealul Curcan	56	5,5	2,0	41	6	60	16,0	18	-	9,0	6,5	10,0
Media	58	6,3	6,9	62	26	50	8,5	14	26,8	4,9	6,6	10,0

- nedeterminat, * analist Alla Zămârcă; ** Hann (1987).

Comparativ cu valorile obţinute de noi, turmalina din pegmatitele cu spodumen ale câmpului Glavnîi din Siberia conţine 1114-2554 ppm Li (Zagorski şi Kuznețova, 1990), iar în schörlitul din pegmatitele granitice cu metale rare ale masivelor Bohem şi Morav (zona Moldanubiană), Novák şi Povondra (1995) au

Scanned with OKEN Scanner

determinat, de asemenea, unele conținuturi mai ridicate de litiu: 46,4 -2043 ppm (x = 712,6 ppm). Între aceste valori se situează conținuturile de 232-278 ppm Li în turmalina din pegmatitele de la Volînia (Slivko, 1955), precum şi valoarea de 50 ppm Li determinată de Slack şi colab. (1993) în turmalina pegmatitelor de la Broken Hill.

În general, feldspații sunt săraci în litiu: în jur de 1 ppm (Martin, 1982). Smith (1974) citează, însă, 0,47 % Li_2O în microclinul din pegmatitele cu metale rare. După Solodov şi colab. (1980), microclinul din pegmatitele micafere prezintă un conținut mediu de 2 ppm Li, iar Gordienko şi Leonova (1976) indică 15 ppm Li în feldspații potasici din pegmatitele nemineralizate. Totuşi, Černý şi colab. (1984) arată că în feldspații potasici pot fi prezente până la 500 ppm Li, iar albitul poate să conțină până la 67 ppm Li. În feldspații din pegmatitele Munților Tatra din sudul Poloniei, Alexandra Gaweda (1995) a determinat conținuturi de 114-600 ppm litiu (x = 388,5 ppm). Deubener şi colab (1991) au stabilit experimental, pe baza schimbului Li-Na, că structura feldspaților sintetici de litiu este similară cu cea a albitului dezordonat (*HA*). Substituția mai largă a litiului pentru sodiu în albit ar putea fi explicată prin aceea că structura nu suferă în acest caz modificări importante o dată cu pătrunderea litiului, datorită diferenței relativ reduse dintre razele ionice ale celor doi cationi în poziția M.

În cazul substituției Li-K, are loc o rearanjare a structurii feldspatului datorită diferenței dintre razele ionice ale litiului şi potasiului. Totuşi, mecanismul de pătrundere a cationului mic Li^+ în structura feldspatilor potasici este încă neclară (Černý, 1994).

În feldspații din pegmatitele provinciei Carpatice, conținutul de litiu prezintă un domeniu larg de variație, cuprins între 3 şi 30 ppm (tabelul 78), cu valoarea maximă determinată în microclinul din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu-Negovanu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică.

Microclinul pegmatitelor feldspatice din subprovincia pegmatitică Gilău–Muntele Mare conține mai puțin litiu (11 ppm) decât ortoza granitului de Muntele Mare (18 ppm). Valorile respective sunt însă mai scăzute decât conținutul de litiu determinat în oligoclazul acestor pegmatite (tabelul 78).

Conținuturi asemănătoare au fost prezentate de Manuilova şi colab. (1966) pentru feldspații potasici din pegmatitele micafere (15 ppm) şi ceramice (11,7 ppm) ale câmpului Baikal, de Şmakin (1971) pentru feldspații potasici (7,3-25 ppm) şi plagioclazi (12-20 ppm) din pegmatitele micafere ale câmpului Mamsk şi de Štefania Dávidová şi David (1981) pentru feldspații potasici din pegmatitele Tatridelor (1-8 ppm). Conținutul de litiu creşte de la feldspații cristalizați timpuriu la cei târzii, aspect evidențiat de Rudovskaia (1964) pentru feldspații potasici şi plagioclazii pegmatitelor din peninsula Kola.

Comparativ cu aceste valori, în feldspații din pegmatitele cu metale rare, conținutul de litiu creşte semnificativ. Astfel, după Gordienko (1976), feldspații potasici din pegmatitele spodumenice (+Be, Ta) conțin 150 ppm Li, iar în feldspații

Scanned with OKEN Scanner

potasici din pegmatitele spodumen-lepidolitice (+Ta, Be), conținutul de litiu ajunge până la 260 ppm.

Tabelul 78

Conținutul în elemente minore (ppm) al feldspaților din pegmatitle provinciei Carpatice

Proba	Localizare	Ba	Sr	Pb	Li	Be	Ga	Sn	Cu
Subprovincia pegmatitică Rodna									
Microclin maxim	Scărisoara	4500	75	110	-	-	10	2	70
Microclinpertit	Scărişoara	280	175	130	-	-	12	3	20
Microclin	Scărişoara	1700	220	150	-	-	8	2	20
Microclin maxim	Făget	5800	550	190	-	-	10	2	25
Microclin maxim	Valea Caselor	150	250	130	-	-	10	2	20
Albit	Între Rebre	10	40	80	-	-	-	-	32
Oligoclaz	Între Rebre	10	75	25	-	-	19	-	60
Oligoclaz	Pascaru	36	650	30	-	-	20	-	-
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare									
Ortoclaz	Pârâul Calului	57	52	155	-	1	10	3	3
Microclin	Valea Mică	1300	305	110	-	1	12	3	3
Microclinpertit	Valea Mică	1550	325	81	-	1	8	-	5
Microclin	Valea Mică	600	180	120	-	1	12	-	4
Microclin	Crişeni	1950	280	57	11	-	10	-	-
Oligoclaz	Valea Mică	14	140	41			31	-	6
Oligoclaz	Valea Hărmăneasa	57	210	45	27	7	19	-	6
Ortoclaz (Granitul de Muntele Mare)		2200	305	150	18	2	16	4	4
Subprovincia pegmatitică Getică									
Munții Țarcu – Muntele Mic									
Microclinpertit	Dealul Față Lungă	4000	350	105	3	1	6,5	2	3,5
Microclinpertit	Dealul Râpi	2100	260	170	3	1	5	2	4,5
Microclinpertit	Valea Scoarța	3000	500	100	3	1	7	3	3,0
Microclinpertit	Dealul Dobrotin	3000	380	115	3	1	6	2	6,5
Microclinpertit	Valea Scoarța	64	150	73	20	1	10	2	3,0
Microclinpertit	Valea Scoarța	5200	460	105	3	1	6	2	4,5
Microclinpertit	Dealul Curcan	180	32	125	3	2,6	5	2	7,0
Microclinpertit	Dealul Ogaș	202	42	130	30	2,1	6,5	2	3,5
Albit	Voislova	-	-	22	3	5	15	3	35
Microclin	Pârâul Conțu	-	-	130	30	2	10	2	80

Valori ridicate de litiu sunt caracteristice şi pentru feldspații potasici din pegmatitele cu metale rare ale Scutului baltic, în care Salie şi Glebovițki (1976) au determinat 140-243 ppm Li. În aceste pegmatite şi plagioclazii sunt îmbogățiți în litiu: 58-91 ppm. Menționăm, de asemenea, conținuturile ridicate de litiu ale

Scanned with OKEN Scanner

feldspaților potasici din pegmatitele cu metale rare ale Siberiei: 122-486 ppm (Zagorski şi Kuznețova, 1990).

Concentrațiile mai ridicate de litiu în feldspații potasici din pegmatitele cu metale rare se pare că sunt determinate de unele procese de dizolvare şi reprecipitare sub acțiunea unor soluții îmbogățite în litiu.

După cum a precizat însă Smith (1974), unele valori mai ridicate de litiu din feldspații pegmatitelor cu metale rare se pot datora, în mare parte, contaminării probelor cu spodumen.

Conținutul cel mai scăzut de litiu a fost determinat în cuarțul masiv din corpul pegmatitic feldspatic de la Crişeni – subprovincia pegmatitică Gilău: 2 ppm.

Pătrunderea litiului în cuarțul pegmatitic este confirmată sugestiv de valorile determinate de Stavrov (1961, 1963) (tabelul 79). Comparativ cu aceste valori în cuarțul din granitele cu două mice s-a determinat un conținut mai scăzut de litiu: 1,25 ppm.

Rolul mineralelor din pegmatitele provinciei Carpatice în acumularea litiului rezultă şi din examinarea valorilor coeficienților de concentrare (k) a acestui element în mice, granați, turmalină şi feldspați. Acest aspect confirmă conținuturile scăzute de litiu din feldspați precum şi rolul mineralelor feromagneziene şi a muscovitului în captarea acestui metal alcalin rar. După valoarea coeficientului de concentrare (k), ordinea de acumulare a litiului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: biotit > granat > muscovit > turmalină > plagioclazi > feldspați potasici > cuarț. Micele, granații şi turmalina prezintă coeficienți de concentrare mai mari ca 1, iar în feldspați coeficientul de concentrare a litiului este mai mic ca unitatea.

Tabelul 79

Litiul în cuarțul pegmatitic

Localizare	Tipul de pegmatit	Complexul pegmatitic	Li (ppm)
Karelia	Micafer	Cuarț + muscovit	1,40
Ukraina	Micafer	Cuarț + muscovit	3,70
	Litifer	Cuarț + muscovit	34,0
Urali	Feldspatic	Cuarț + amazonit	2,40
	Litifer	Cuarț + muscovit	110,0
Kazahstan	Litifer	Cuarț + muscovit	5,57
Saian	Feldspatic	Cuarț + microclin	0,9
	Feldspatic	Cuarț + muscovit	4,2
	Litifer	Cuarț + muscovit	92,9
Transbaikalia	Feldspatic	Cuarț + amazonit	1,4

Rubidiul. Este un element tipic dispers care prezintă afinitate geochimică puternică pentru potasiu (Rankama şi Sahama, 1970; Solodov şi colab., 1980;

Murariu şi Gandrabura, 1995). Rubidiul nu formează minerale proprii, dar se acumulează în cantităţi importante în mineralele de potasiu şi în special în cele pegmatitice. În prezent există suficiente date analitice care confirmă concentrarea rubidiului în mineralele potasice. Astfel, Solodov şi colab. (1980), indică conţinuturi de până la 3,1 % Rb_2O în microclin (0,2 ufc), 3,9 % Rb_2O în muscovit (0,18 ufc), 4,5 % Rb_2O în lepidolit (0,21 ufc), iar Teertstra şi Černý (1995) prezintă pentru Rb din poziţia *M* a microclinului pegmatitelor peninsulei Kola o valoare de 0,27 ufc. Date preliminare ale acestor autori indică o îmbogăţire considerabilă de rubidiu în adular: $Rb_{0,93}K_{0,07}AlSi_3O_8$.

Geochimic, rubidiul prezintă afinitate ridicată şi pentru alte elemente: Tl, Ba, Pb. De asemenea, mai trebuie menţionat că rubidiul are rază ionică apropiată de a cationului H_3O^+, ceea ce favorizează substituţia acestora.

Clarkul rubidiului în pegmatite (Solodov şi colab., 1980) prezintă următoarele valori:

Tipul de pegmatit	Rb (%)	K (%)	K/Rb
Pegmatite granitice	0,048	3,63	84
Pegmatite micafere, feldspatice	0,018	3,65	203
Pegmatite cu metale rare	0,073	3,60	49
Pegmatite industrializabile	0,127	2,79	22

Examinarea acestor date evidenţiază o creştere semnificativă a conţinutului de rubidiu şi o scădere corespunzătoare a valorii K/Rb în pegmatitele *industrializabile* cu metale rare. Conţinutul mediu de rubidiu al acestor pegmatite este de şase ori mai mare decât valoarea de clark a rubidiului pentru granite. După datele prezentate de Kuzimenko şi Hvostova (1976), Černý (1992), conţinuturile cele mai importante de rubidiu sunt prezente în pegmatitele complexe (tabelul 80).

Conform datelor analitice obţinute de Apostoloiu şi Arion (1981), în câmpul pegmatitic Negovanu-Ştefleşti din munţii Lotru (subprovincia pegmatitică Getică), pegmatitele potasice conţin mai mult rubidiu (250-550 ppm), decât pegmatitele sodice (150-350 ppm). Aceste valori sunt destul de apropiate de clarkul rubidiului pentru pegmatitele feldspatice şi cele micafere, care este de 180 ppm (Solodov şi colab., 1980). Conţinutul de rubdiu al pegmatitelor din munţii Lotru – Subprovincia pegmatitică Getică – concordă cu valorile prezentate pentru pegmatitele din Karelia şi din munţii Tatra de Vest (tabelul 80). Ele sunt însă mult mai scăzute decât valorile determinate de Filippova (1971), Kuzimenko şi Hvostova (1976), Zagorski şi Kuznetova (1990), Černý (1992) pentru pegmatitele cu metale rare (tabelul 80).

Valorile coeficientului de concentrare a rubidiului sunt mai ridicate în pegmatitele cu metale rare: k=0,78-20,7. Între aceste valori se situează şi cele calculate pentru pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conţu – munţii Cibin: k=1,35-1,56 (tabelul 80).

Scanned with OKEN Scanner

În pegmatitele granitice, feldspaţii potasici şi micele sunt principalele minerale concentratoare de rubidiu. În perechea feldspaţi potasici+mice, rubidiul preferă, împreună cu potasiul, poziţia de coordinaţie 12 a micelor.

În pegmatitele provinciei Carpatice, principalul mineral concentrator de rubidiu este muscovitul, în care s-au determinat cantităţi care variază semnificativ, în funcţie de tipul de pegmatit, între 218,8 şi 1573 ppm (Murariu şi Gandrabura, 1995; fig.136). Valorile cele mai ridicate sunt caracteristice muscovitului asociat cu spodumen şi cleavelandit din pegmatitele litifere ale câmpului Conţu (tabelul 74). Conţinuturile respective sunt însă mult mai scăzute decât media de 8000 ppm Rb, prezentată de Solodov şi colab. (1980) pentru muscovitul pegmatitelor albit-spodumenice. Din examinarea datelor de conţinut ale tabelului 75 se remarcă participarea largă a rubidiului în muscovitul pegmatitelor granitice cu metale rare din Colorado, Bihar, Siberia, Manitoba, Cehia. După Černý (1982d), conţinutul de 6,98 % Rb_2O determinat de Kanna (1977) în mica din pegmatitele Indiei este anormal.

În muscovitul din pegmatitele feldspatice şi din pegmatitele micafere ale provinciei Carpatice sunt prezente cantităţi scăzute de rubidiu (tabelul 74; fig.136). Valoarea medie de 304 ppm Rb calculată pentru muscovitul acestor pegmatite se situează între mediile prezentate de Rudovskaia (1964), Manuilova şi colab. (1966), Şmakin (1971, 1973) pentru muscovitul din acelaşi tip de pegmatite ale câmpurilor: Kola, Baikal, Mamsk, Biriusinsk, Karelia (tabelul 75). În pegmatitele din vestul peninsulei Kola, se remarcă o creştere evidentă a conţinutului de rubidiu de la muscovitul timpuriu (360 ppm) la cel cristalizat în fazele finale ale pegmatitogenezei (1781 ppm).

Conform datelor analitice prezentate de Černý (1982d), feldspaţii potasici din pegmatitele granitice acumulează cantităţi importante de rubidiu, cuprinse între 0,3 şi 5,25 % Rb_2O. Conţinutul rubidiului creşte semnificativ de la 270 ppm în microclinul pegmatitelor micafere la 8400 ppm în microclinul din zonele interne ale pegmatitelor cu metale rare (Solodov şi colab., 1968). Microclinul din pegmatitele cu metale rare ale câmpului Baikal conţine de circa şase ori mai mult rubidiu decât microclinul pegmatitelor micafere şi de două ori mai mult decât microclinul pegmatitelor feldspatice (Manuilova şi colab., 1966). Unele conţinuturi semnificative de rubidiu sunt prezente însă în amazonitul pegmatitic: 10 100 ppm (Solodov şi colab., 1968).

În general, feldspaţii potasici şi cei sodici din pegmatitele circumscrise masivelor granitice prezintă acelaşi domeniu de concentrare a rubidiului, cu unele tendinţe de acumulare în stadiile finale de evoluţie. Interpreterea datelor de conţinut pentru rubidiu trebuie să aibă în vedere dacă feldspaţii s-au format în stadiile principale de cristalizare sau prezenţa lor este legată de unele substituţii postcristalizare.

Analiza a două probe de feldspaţi potasici din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare arată conţinuturi de rubidiu (291; 364 ppm) care se încadrează între valorile prezentate de Alexandra Gaweda (1995) şi Štefania Dávidová (1998) pentru feldspaţii potasici din pegmatitele munţilor Tatra (tabelul 81).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 80

Rubidiul în pegmatite şi valorile coeficientului de concentrare (k)

Localizare	Tipul de pegmatite	Rb (ppm)	k_{Rb}	Autori
A. Pegmatite feldspatice; micafere				
Munţii Lotru				
Câmpul Negovanu	Feldspatice: – potasice – sodice	 250-550 150-350	 0,5-1,14 0,3-0,73	Apostoloiu şi Arion (1981)
Despina	Potasice	200	0,41	
Haneş	Micafere	3-35	0,006-0,007	
Mănăileasa	Micafere	10-35	0,02-0,07	
Valea Latoriţa	Feldspatice (+Ms)	200-600	0,41-1,25	
Black Hills	Potasice	300	0.61	Orville (1960)
Karelia	Muscovit-plagioclazice	82	0,017	Mineev şi Salie (1971)
	Plagioclaz-microclinice	91	0,19	
Asia Centrală	Feldspatice	302	0,62	Kuzimenko (1976)
Cat Lake	Pegmatite potasice	300-635	0,61-1,50	Černý şi Meintzer (1988)
Tatra de vest	Feldspatice	280	0,58	Alexandra Gaweda (1995)
B. Pegmatite cu metale rare				
Câmpul Conţu	Albit-spodumenice	650-750	1,35-1,56	Apostoloiu şi Arion (1971)
Rusia de sud	Ceramice (+Li,Be)	1627	3,34	Melentiev şi colab (1971)
Siberia	Li, Cs, Ta	1959,6	4,08	Filippova (1971)
	Aplit-pegmatite	379,0	0,78	Zagorski şi Kuznețova (1990)
	Pegmatit grafic	890,0		
	Bifeldspatice	460,6	0,96	
	Albitice	684,6	1,42	
	Albit-spodumenice	378,3	0,78	
Red Cross Lake		6220-14150	12,9-29,4	Černý (1992)
În general	U, TR	4,5-274,3	0,01-0,57	Kuzimenko şi Hvostova (1976)
	Nb, Y	182,8	0,38	
	Be, Ta, Li	100,5-1056,1	0,21-2,2	
	Ta, Be	173,7-1828,8	0,36-3,8	
	Complexe	182,8-9967,1	0,38-20,7	
	Ta, Li, F	272,3-1865,4	0,56-3,88	
În general	TR	92-183	0,19-0,38	Černý (1992)
	Be	101-1065	0,21-2,22	
	Complexe*	183-9970	0,38-20,7	
	Cu lepidolit	274-1865	0,57-3,8	
	Albit-spodumenice	1737-5490	3,6-11,4	

* subtipurile: spodumen; petalit; ambligonit.

Scanned with OKEN Scanner

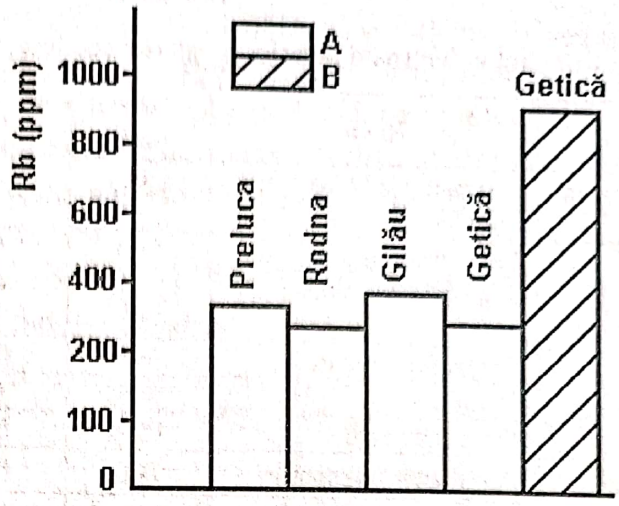


Fig.136. Rubidiul în muscovitul pegmatitelor feldspatice, micafere (*A*) şi cu metale rare (*B*) (formaţiunea pegmatitică albit-spodumenică) din provincia pegmatitică Carpatică.

Din examinarea datelor de conţinut prezentate în tabelul 81 se remarcă o creştere importantă a conţinutului de rubidiu de la feldspaţii din granite la feldspaţii din aplite şi din pegmatite. Acest aspect este confirmat sugestiv cu ajutorul valorilor coeficientului de concentrare (*k*) ale rubidiului în feldspaţii potasici (tabelul 81).

Beriliul. Este un element chimic specific pegmatofil cu afinitate puternică pentru volatile şi în special pentru fluor, cu care formează numerosi complecşi: BeF^{+},BeF^{2-}_{4}, BeF^{0}_{2}, $[Be(CO_3)F^{-}]$ etc., care au un rol important în mineralogeneza pegmatitică. În acest sens, menţionăm faptul că, din cele peste 55 de minerale de beriliu cunoscute până în prezent, majoritatea aparţin domeniului pegmatitic-pneumatolitic.

În pegmatitele provinciei Carpatice, beriliul formează minerale proprii (beril) sau se găseşte dispersat în structura mineralelor principale şi accesorii, în care substituie siliciul, aluminiul şi alte elemente de care este apropiat din punct de vedere cristalo-chimic. Cele mai frecvente posibilităţi de substituţie sunt:

$2Al^{3+}_{IV} = Be^{2+}_{IV} + Si^{4+}_{IV}$ (muscovit; plagioclazi)

$2Ca^{2+} + Si^{4+}_{IV} = Be^{2+}_{IV} + 2TR^{3+}$ (granaţi)

$(SiO_4)^{4-} = [BeO_2 (F,OH)_2]^{4-}$ (mice)

$2 (AlO_4)^{5-} = (BeO_4)^{6-} + (SiO_4)^{4-}$ (plagioclazi)

$Ca^{2+}+(AlO_4)^{5-} = Y^{3+}+(BeO_4)^{6-}$ (plagioclazi)

$Ca^{2+}+Al^{3+}_{IV} =Be^{2+}_{IV} +TR^{3+}$ (granaţi)

$Mg^{2+}+Si^{4+}= Ti^{4+} + Be^{2+}_{IV}$ (amfiboli, piroxeni)

$Al^{3+}_{IV} +Al^{3+}_{VI} = 2Li^{+}_{VI} +2Be^{2+}_{IV}$ (mice)

Substituţia siliciului de către beriliu justifică prezenţa acestuia în cuarţ, aşa după cum se observă din datele analitice prezentate de Liahovici (1972), din care se remarcă îmbogăţirea în beriliu a cuarţului pegmatitic:

- cuarţ din granite: 0,4 ppm Be;
- cuarţ din aplite: 0,5 ppm Be;
- cuarţ din pegmatite: 1,3 ppm Be.

Tabelul 81

Rubidiul în feldspații potasici și valorile coeficientului de concentrare (k)

Localizarea	Roca	Rb (ppm)	k_{Rb}	Autori
PPC, subprovincia Gilău	Pegmatite feldspatice; micafere	291-364	0,05-0,06	Stumbea (1998)
Mamsk	Pegmatite plagioclazice	560	0,1	Magakon și Șmakin (1964)
Saian	Pegmatite cu metale rare*	6000	1,1	Slepnev (1964)
Baikal	Pegmatite: micafere	398	0,07	Manuilova și colab. (1966)
	Ceramice	568	0,1	
	Cu metale rare	1516	0,27	
Rusia de nord-vest	Pegmatite: feldspatice	800	0,14	Gordienko (1976)
	Micafere, feldspatice (+Be,Ta)	2700	0,49	
	Spodumenice (+Be,Ta)	6700	1,22	
	Spodumen-lepidolitice (+Ta,Be)	15200	2,77	
Tatra de vest	Pegmatite feldspatice; micafere	318	0,06	Alexandra Gaweda (1995)
Dúbrava	Pegmatite	422,3	0,07	Štefania Dávidova (1998)
Siberia	Pegmatite:			Zagorski și Kuznețova (1990)
	Aplit-pegmatite	1158	0,21	
	Bifeldspatice	1757	0,32	
	Albitice	2942	0,53	
	Albit-spodumenice	3796	0,69	
Bernik Lake	Pegmatite cu metale rare	3962	0,72	Anderson și colab.(1998)
Pala – California	Pegmatite feldspatice	731	0,13	Kleck și Foord (1999)
Kazahstan	Granitoide mineralizate	1214,39	0,22	Serîh (1966)[X]
	Granitoide nemineralizate	924,48	0,17	
În general	Granite	552,7	1,0	Liahovici (1972)
	Leucogranite	973,9	1,75	
	Aplite	622,0	*	
	Pegmatite	5485,7	1,0	
	Gnaise	295,0	0,04	
În general	Pegmatite micafere	270,0	0,04	Solodov și colab. (1980)
	Pegmatite cu metale rare	8400	1,53	
În general	Pegmatite granitice cu metale rare	2743-48000	0,5-8,75	Černý (1982d)

*Microclin II; [X] din Liahovici (1972).

Acest aspect este confirmat de conținuturile determinate de Solodov (1958) în cuarțul pegmatitelor din Altai: 2-2,2 ppm Be. După acest autor, conținutul de

beriliu al unor complecşi pegmatitici arată următoarele valori: 0,4 ppm – granit grafic; 8,0 ppm – micropegmatit; 3,3 – 5,2 ppm în pegmatitul bloc. Cuarțul *bloc* al pegmatitelor conține mai puțin beriliu (3 ppm) decât cel prezent în complexul curț+muscovit (7,2 ppm). Comparativ cu aceste valori, conținutul de beriliu al cuarțului din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare este de 0,58-0,72 ppm (analist Alla Zămârcă, IGR – Bucureşti).

Relația dintre aciditatea rocilor şi conținutul acestora în beriliu este evidențiată sugestiv cu ajutorul datelor prezentate mai jos:

SiO_2 (%)	Be (ppm) - Roci intrusive	Be (ppm) - Roci efusive
60 – 62	0,9	0,9
68 – 70	4,4	1,5
74 – 76	4,9	4,6
76 – 78	8,8	4,7

În pegmatitele provinciei Carpatice, mineralul concentrator de beriliu este muscovitul, în care s-au determinat conținuturi care ajung până la 85 ppm (tabelul 82). Valori apropiate au fost prezentate de Hann (1987) pentru muscovitul pegmatitelor din munții Țarcu – Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică). În muscovitul pegmatitelor de la Bouțari (subprovincia pegmatitică Getică), Giuşcă şi colab. (1964) au determinat 18,2-26 ppm Be. Comparativ cu aceste date de conținut, analizele efectuate de Manuilova şi colab. (1966) indică 7,9 ppm Be în muscovitul pegmatitelor micafere, 5,1 ppm Be în muscovitul pegmatitelor feldspatice şi 28,9 ppm Be în muscovitul pegmatitelor cu metale rare. În pegmatitele micafere ale câmpului Mamsk din Siberia, se remarcă o creştere semnificativă a conținutului de beriliu, de la muscovitul complexului cuarț-muscovitic (4,4 ppm) la muscovitul zonelor de albitizare (26,6 ppm), zone caracterizate de creşterea alcalinității fluidului pegmatitic (Şmakin, 1971).

O comportare geochimică deosebită o prezintă beriliul în muscovitul pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul Conțu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică. În acest caz, beriliul se acumulează mai ales în muscovitul verzui al complexului albit-spodumenic (20 ppm), comparativ cu muscovitul incolor al complexului cuarț-muscovitic (2 ppm). Acest aspect confirmă datele din literatura de specialitate după care beriliul poate fi considerat ca element indicator al mineralizațiilor de litiu din pegmatite. Un conținut mai ridicat de beriliu a fost detrminat în muscovitul din pegmatitele de pe pârâul Galbena (85 ppm) – subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare, unde a fost pusă în evidență prezența berilului (Mârza şi colab., 1988).

Comparativ cu muscovitul, în biotitul pegmatitelor provinciei Carpatice, s-au determinat conținuturi mult mai scăzute de beriliu: 1-9 ppm, valori în deplină concordanță cu media prezentată de Glebov (1971) pentru biotitul pegmatitelor de geneză metamorfică ale câmpurilor Mamsk (1,8 ppm), Biriusinsk (1,1 ppm), Akukansk (1,0 ppm), Borghinsk (2,5 ppm) din Siberia şi de Manuilova şi colab.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 82

Conținutul în unele elemente minore (ppm) ale muscovitului din diverse pegmatite ale provinciei Carpatice

Localizare	Be	Sn	Ga	Nb	Sc	B	Y	Ba	Sr	Cu	Pb
Subprovincia pegmatitică Preluca*											
Buteasa	7	50	72	80	3,5	80	10	-	-	11	2,5
Ciungi	7	16	58	38	10	75	10	-	-	10	4
Subprovincia pegmatitică Rodna											
Între Rebre:											
– zona marginală	3,7	27	67	30	28	60	10	-	-	29	7
– zona intermediară	3,2	23	62	60	32	68	18	-	-	65	2
Făget	7,0	18	82	46	42	30	10	-	-	5	2
Subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare*											
Crișeni	13,2	162	81	48,5	8,5	-	1	32	9,5	1,0	6
Tina Dumitreasa	54,0	715	165	150	-	395	1	25	-	22,0	3
Pârâul Calului	18,0	425	136	110	2,5	245	1	10	-	22,0	10
Valea Râșca	2,0	50	35	24	-	-	1	2600	130	54,0	8
Valea Iara	20,5	440	115	110	1,3	275	1	13	3,6	4,1	7
Valea Șoimului	16,5	139	107	80	4,1	245	1	19	3,0	3,2	3
Pârâul Galbena	85,0	800	110	135	39,5	260	1	23	5,2	3,0	2
Pârâul Ursului	-	-	46	-	-	110	1	1800	57,0	37,0	8
Valea Iara	7,0	27	36	-	-	245	1	1200	18,0	4,0	28
Valea Mică	9,5	190	160	105	2,5	480	1	30	5,0	1,5	6
Valea Mică	4,0	130	97	42	42,0	90	1	380	9,5	4,0	2
Subprovincia pegmatitică Getică**											
Delinești*	14,0	17	58	31	4,0	72	10	-	-	40,0	24
Padina*	10,5	61	72	110	6,5	77	10	-	-	47,0	2
Valea Ogaș	16	200	65	60	5,5	-	-	500	14,0	75,0	9
Valea Dobrotin	1,8	15	67	35	48,0	-	-	1000	36,0	2,0	7
Dealul Râpi	1,0	20	70	22	20,0	-	-	430	12,0	2,0	8
Dealul Tâlva	7,5	30	77	60	10,0	-	-	1200	26,0	3,0	10
Munții Cibin (câmpul pegmatiticConțu)***											
complexul albit-spodumenic	20	200	45	-	19	300	18	-	65,0	3,0	20
complexul cuarț-muscovitic	2,0	100	85	-	-	65	-	-	10,0	3,0	17
Media	14,3	167	82	68,8	17,3	176	5,6	617,4	26,9	18,2	8,5
Pegmatite (valori medii; Liahovici, 1972)											
	9,2	260	77,4	200	-	-	-	-	-	-	-

- nedeterminat; * analist: Alla Zămârcă (IGR-București); ** Hann (1987), *** Murariu și Gandrabura (1992-1993; 1995).

Scanned with OKEN Scanner

(1966), pentru biotitul pegmatitelor micafere (1,77 ppm) şi al pegmatitelor ceramice (1,52 ppm) ale câmpului Baikal. Conţinutul de beriliu creşte în biotitul din pegmatitele cu metale rare ale câmpului Baikal: 3,5 ppm.

Pătrunderea beriliului în compoziţia granaţilor pegmatitelor provinciei Carpatice este scăzută: 1-4,5 ppm, la fel ca şi în granaţii din alte câmpuri pegmatitice (Beus, 1960; Solodov, 1971). Gallanger (1975 – citat de către Mârza, 1985) prezintă, pentru granaţii pegmatitelor din Zimbabwe, un conţinut mediu de 7,2 ppm Be, iar Beus (1960) a determinat în granaţii pegmatitici 6-20 ppm Be.

Turmalina pegmatitelor provinciei Carpatice conţine, de asemenea, cantităţi scăzute de beriliu (1,5-13,5 ppm), la fel ca şi plagioclazii (5-7 ppm). Conţinuturi apropiate de beriliu au fost determinate de Liahovici (1972) în plagioclazii pegmatitelor din Kazahstan: 8,1-10 ppm. Plagioclazii zonelor de albitizare a pegmatitelor micafere ale câmpului Mamsk din Siberia conţin mai mult beriliu (22 ppm) decât plagioclazii structurilor primare (4,4 ppm) şi cei ai complexului cuarţ-muscovitic (5,7 ppm)(Şmakin, 1971). În procesul de albitizare are loc eliberarea beriliului din plagioclazi şi formarea de beril microgranular. În feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice, plagioclazii conţin mai mult Be (5 ppm – albit; 7 ppm – oligoclaz) decât feldspaţii potasici (1-2,6 ppm). Comparativ cu aceste valori destul de scăzute, Steele şi colab. (1977; din Černý, 1984) prezintă până la 200 ppm Be în oligoclazul din pegmatitele (tipul NYF) de la Quadeville – Ontario. Această îmbogăţire a feldspaţilor în beriliu este favorizată de substituţiile: $TRBe(CaAl)_{-1}$ şi $TRBe[(K,Na)Si]_{-1}$ (Beus, 1960). Conţinutul de beriliu este mai scăzut în plagioclazii din pegmatitele în care este prezent berilul, ca fază principală de concentrare a beriliului. Valori scăzute de beriliu sunt caracteristice şi feldspaţilor potasici: 1ppm în microclin şi 1-2,6 ppm în microclinpertit (tabelul 78). Analizele prezentate de Manuilova şi colab. (1966) indică o creştere sensibilă a conţinutului de beriliu de la feldspaţii potasici din pegmatitele ceramice (0,76 ppm) şi micafere (1,74 ppm) la feldspaţii potasici din pegmatitele cu metale rare (14 ppm) ale câmpului Baikal.

Valorile coeficientului de concentrare a beriliului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice evidenţiază următoarea ordine de acumulare: muscovit > plagioclazi > turmalină > biotit > granaţi > feldspaţi potasici > cuarţ.

Bariul şi stronţiul. Geochimic, bariul şi stronţiul sunt elemente litofile, având conţinuturi mai ridicate în crusta continentală decât în crusta oceanică (Taylor şi McLennan, 1985). Deşi bariul şi stronţiul se aseamănă geochimic între ele, modul lor de ocurenţă în mineralele pegmatitice este diferit. În acest sens, este cunoscut faptul că bariul substituie frecvent potasiul: $BaAl(KSi)_{-1}$, iar stronţiul substituie calciul: $SrCa_{-1}$ În pegmatitogeneză, aceste elemente compatibile se acumulează mai ales în feldspaţi, a căror structură este cea mai importantă gazdă a bariului şi stronţiului. În prezent este cunoscut faptul că conţinuturile de bariu şi stronţiu din feldspaţii potasici depind, în mare parte, de temperatura lor de formare. În acest caz, feldspaţii potasici formaţi în etapele timpurii de cristalizare conţin –

Scanned with OKEN Scanner

de regulă – mai mult bariu şi stronţiu decât feldspaţii potasici cristalizaţi târziu, din magme reziduale. În cadrul evoluţiei geochimice a procesului pegmatitic, conţinuturile de bariu şi stronţiu scad în fazele finale de cristalizare. Demne de menţionat sunt în acest sens datele analitice prezentate de Şmakin (1970; din Liahovici, 1972) referitoare la conţinutul de bariu şi stronţiu din diferite generaţii de plagioclazi pegmatitici:

Generaţia	Ba (ppm)	Sr (ppm)
I, II	210	480
IV	42	310
V	56	350
VI	36	120
VII	9	2

Scăderea conţinutului de bariu şi stronţiu de la feldspaţii granitici la cei pegmatitici, recunoscută de noi, a fost evidenţiată recent şi de Stumbea (1998) pentru feldspaţii potasici separaţi din granitul de Muntele Mare şi din pegmatitele cristalinului de Gilău (tabelul 83).

În mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice, bariul şi stronţiul se acumulează în feldspaţi. Rezultatele analizelor prezentate în tabelul 78 arată conţinuturi mai ridicate de bariu în feldspaţii potasici comparativ cu plagioclazii. Conţinutul de bariu este, în general, mai mare în microclinul maxim (*MM*) din pegmatitele subprovinciei Rodna: 4500-5800 ppm (Murariu, 1979). Unele valori ridicate de bariu (5200 ppm) au mai fost determinate de Hann (1987) pentru microclinpertitul din pegmatitele de pe valea Scoarţa (Munţii Ţarcu-Muntele Mic, subprovincia pegmatitică Getică).

Pentru a scoate în evienţă concentrarea bariului în microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice este necesar a se lua în considerare şi alte date de conţinut, prezentate în literatura de specialitate (tabelul 83). Menţionăm astfel rezultatele obţinute de Şmakin (1971; 1973) după care, microclinul din pegmatitele câmpului Mamsk – Siberia conţine, în medie, 3137 ppm Ba, iar feldspaţii potasici din pegmatitele de la Bihar – India arată 1900 ppm Ba. Comparativ cu aceste valori, feldspaţii potasici din pegmatitele cu metale rare ale Siberiei se caracterizează prin conţinuturi mult mai scăzute de bariu: 51-166 ppm (Zagorski şi Kuznețova, 1990). Alţi cercetători (Černý şi colab., 1984) au determinat însă conţinuturi de până la 13 100 ppm Ba în feldspaţii potasici din pegmatitele cu metale rare de la Vězna (tipul *LCT*). Variaţii largi de conţinut în bariu sunt prezente şi în feldspaţii potasici din pegmatitele Munţilor Tatra (Uher, 1991; Štefania Dávidová, 1997). Conţinutul de bariu scade în feldspatul potasic, de la zona grafică la cea cu microclin *bloc*, în contrast cu cel de rubidiu. În acest caz valoarea Ba/Rb poate fi utilizată ca indicator al gradului de diferenţiere a pegmatitelor.

Media calculată de noi pentru feldspaţii potasici din pegmatitele provinciei Carpatice este de 1848 ppm Ba, valoare care se încadrează între mediile prezentate

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 83

Conținutul mediu de bariu și stronțiu în feldspații din granite și din pegmatite

Roca, localizare	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Ba:Sr	Autori
Feldspați potasici				
Granite (în general)	5093	607	8,3	Liahovici (1972)
Granitul Muntele Mare	2200	305	7,2	Murariu (1979)
Pegmatite (în general)	410	103	3,9	Liahovici (1972)
Provincia pegmatitică Carpatică (PPC):	1848	310	5,9	
– subprovincia Preluca	1600	500	3,2	Murariu și Dumitrescu(1976)
– subprovincia Rodna	2486	254	9,7	Murariu (1979)
– subprovincia Gilău*	1091	218	4,7	Murariu (1979)
	1397	309	4,5	Stumbea (1998)
– subprovincia Getică	2218	271	8,1	Hann (1987)
Câmpul Mamsk	3137	515	6,1	Șmakin (1971)
Câmpul Biriusinsk	5266	304	17,3	Glebov (1971)
Câmpul Bihar – India	1900	-	-	Șmakin (1973)
Dakota de Sud	8800	590	14,9	Șmakin (1979)
Vežná – Cehia	13100	400	32,7	Černý și colab. (1984)
Siberia: – aplit pegmatite – bifeldspatice – albitice – albit spodumenice	150 166 71 51	51 52 44 47	2,9 3,2 1,6 1,1	Zagorski și Kuznețova (1990)
Munții Tatra	70-1050	17-113	-	Uher (1991)
	<100 - >3000	13 - >1000	-	Štefánia Dávidová (1997)
	635	90	7,0	Alexandra Gaweda (1995)
Dúbrava	71	36	1,9	Štefania Dávidová (1998)
Plagioclazi				
Granite (în general)	215	490	0,4	Liahovici (1972)
Pegmatite (în general)	-	170	-	
PPC – România:	27	215	0,1	
– subprovincia Rodna	18	255	0,07	Murariu (1979)
– subprovincia Gilău*	35	175	0,2	
Câmpul Maisorsk	18	18	1,0	Șmakin și Kostiukova (1969)
Câmpul Akukansk	8	13	0,6	Șmakin (1971)
Câmpul Mamsk	76	218	0,3	
Câmpul Borghinsk	33	103	0,3	
Câmpul Biriusinsk	68	856	0,08	Glebov (1971)
Dúbrava	215,8	56,5	3,8	Štefánia Dávidová (1998)

- nedeterminat; * analist Alla Zămârcă (IGR-București).

Scanned with OKEN Scanner

pentru conținutul de bariu al feldspaților potasici din pegmatitele metamorfice ale câmpurilor Mamsk și Bihar (tabelul 83). Valoarea respectivă situează pegmatitele provinciei Carpatice în domeniul provinciilor pegmatitice cu muscovit (Gordienko, 1976).

Comparativ cu feldspații potasici, plagioclazii conțin mult mai puțin bariu: 10 ppm în albitul din corpul pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna) și 10-57 ppm în oligoclazul din pegmatitele subprovinciilor Rodna (corpurile pegmatitice Între Rebre și Pascaru) și Gilău-Muntele Mare (pegmatitele de pe Valea Mică și Valea Hărmăneasa). Valorile obținute sunt în acord cu conținuturile citate de Wedepohl (1974) pentru albitul pegmatitic: 1-69 ppm Ba.

Unele conținuturi semnificative de bariu, dar mai scăzute decât în feldspații potasici, sunt caracteristice micelor pegmatitice. După datele prezentate de Liahovici (1972), micele din pegmatite conțin mai puțin bariu decât cele din granite, iar în cadrul evoluției geochimice a procesului pegmatitic, muscovitul din stadiile finale de cristalizare se caracterizează prin valori mai scăzute de bariu. Pătrunderea bariului în muscovit ar putea avea loc după schema:

$$K^{+} + Si^{4+} = Ba^{2+} + Al^{3+}$$

În muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice, conținutul de bariu variază în limite destul de largi, cuprinse între 10 și 2600 ppm (tabelul 82). Conținutul mediu de bariu al muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice este de 617,4 ppm, valoare care se încadrează între mediile prezentate de Șmakin (1971) și Glebov (1971) pentru muscovitul pegmatitelor micafere ale Siberiei. Comparativ cu aceste valori, în muscovitul din pegmatitele de la Dúbrava (Munții Tatra), Štefania Dávidová (1998) a determinat conținuturi mult mai scăzute de bariu: 12,6-66,7 ppm.

În biotitul larg cristalizat din pegmatitele provinciei Carpatice, bariul prezintă un domeniu larg de variație: 104-1900 ppm, cu o medie de 468,2 ppm (tabelul 73), apropiată de media citată de Șmakin (1971) pentru biotitul din pegmatitele micafere ale cîmpului Borghinsk din Siberia: 380 ppm Ba

Turmalina se caracterizează prin cantități reduse de bariu, aspect confirmat de conținutul de 10-80 ppm prezentat de Hann (1987) pentru unele probe din pegmatitele regiunii de la nord de Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică). Analizele de bariu efectuate de Alla Zămârcă (IGR – București) pentru turmalinele din pegmatitele subprovinciei Gilău, arată, de asemenea, conținuturi scăzute de bariu: 6-9,5 ppm. Spodumenul din pegmatitele litifere de la Conțu-munții Cibin conține 447,8 ppm Ba, iar în cuarțul din pegmatitele câmpului Măgura, Hann (1987) a determinat 17-38 ppm Ba.

Stronțiul este un element minor caracteristic plagioclazilor, care pot conține până la 600 ppm Sr (Černý, 1994). După cum se remarcă din datele tabelului 83, plagioclazii din pegmatite au un conținut mai scăzut de stronțiu decât plagioclazii din granite. Conținutul de stronțiu al plagioclazilor din pegmatitele provinciei Carpatice variază între 40 (albit) și 650 ppm (oligoclaz), valorile mai

Scanned with OKEN Scanner

ridicate fiind prezente în oligoclazul zonelor marginale. Conținutul mediu de stronțiu al plagioclazilor din pegmatitele provinciei Carpatice este de 215 ppm, valoare apropiată de cea determinată de Liahovici (1972) pentru plagioclazii din pegmatite (tabelul 83).

În pegmatitele micafere ale câmpului Mamsk din Siberia, conținutul de stronțiu crește de la plagioclazii din structurile grafice (An_{21}; 470 ppm) și pegmatoide (An_{17}; 400 ppm) la feldspații din zonele metasomatizate (An_{15}; 700 ppm) (Kocinev și colab., 1971).

Al doilea mineral concentrator de stronțiu din pegmatitele provinciei Carpatice este microclinul, în care s-au determinat conținuturi cuprinse între 32 și 550 ppm, cu o medie de 266,7 ppm, care se încadrează între valorile prezentate de Glebov (1971) și Șmakin (1971) pentru feldspații potasici din pegmatitele micafere ale Siberiei (87-498 ppm). Valoarea maximă obținută de noi se apropie de conținutul de 500 ppm Sr prezentat de Șmakin (1979) pentru feldspații potasici din pegmatitele de la Black Hills, New York. Feldspații potasici cristalizați în etapele timpurii ale pegmatitogenezei pot atinge uneori valori destul de ridicate în stronțiu. Astfel, în feldspații potasici din pegmatitele de la Vězna (tipul *LCT*), Černý (1994) a determinat 400 ppm Sr.

În tabelul 84 se prezintă conținutul de stronțiu al microclinului din diferite structuri și generații pegmatitice.

Tabelul 84

Stronțiul în microclinul din pegmatite și valorile coeficientului de concencentrare (*k*)

Structura; generația	Localizare	Sr (ppm)	k_{Sr}	Autori
Pegmatitică; în bloc	Subprovincia Preluca			Murariu (1979)
	Subprovincia Rodna	254	2,4	
	Subprovincia Gilău	270	2,6	
	Subprovincia Getică	271	2,6	Hann (1987)
Grafică	Câmpul Mamsk	200	1,9	Kocinev și colab. (1971)
Apografică		350	3,4	
Pegmatoidă		280		
Zona cuarț-muscovitică		700	6,8	
Generația: I	Câmpul Mamsk	550	5,3	Șmakin (1970)*
II		720	7,0	
III		95	0,9	
IV		85	0,8	
Generația: I	Câmpul Biriusinsk	522	5,0	Glebov (1971)
II		330	3,2	
III		60	0,6	
Pegmatite (în general)		103	1	Liahovici (1972)

* din Liahovici (1972).

Scanned with OKEN Scanner

În feldspații potasici, stronțiul poate lua locul potasiului ca urmare a unui izomorfism *în trepte*, de tipul: K ← Ba ← Sr. Această posibilitate de substituție este confirmată, în mare parte, de caracterul pozitiv al corelației Ba:Sr. Un rol important în petrogeneză îl are raportul Ba:Sr, care prezintă valori ridicate în feldspații potasici și mai scăzute ca unitatea în plagioclazi (tabelul 83).

Distribuția geochimică a bariului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice a stabilit faptul că feldspații potasici sunt mineralele concentratoare de bariu, iar în plagioclazi, mice, granați și turmalină, se găsesc cantități scăzute de bariu care justifică valorile mai mici ca unitatea ale coeficientului de concentrare (k).

Cuprul și zincul. Datele analitice obținute de noi scot în evidență faptul că mineralul concentrator de cupru și zinc din pegmatitele provinciei Carpatice și din metamorfitele înconjurătoare este biotitul. Pătrunderea cuprului și zincului în structura biotitului este determinată, în cea mai mare măsură, de posibilitatea substituției fierului bivalent și a magneziului (Rankama și Sahama, 1970). Acest aspect este confirmat și de corelația stabilită de Rabinovici și Badalov (1971) dintre conținutul de cupru și fericitatea (F) biotitului. Alți cercetători (Lovering și colab., 1970; Liahovici, 1972) au constatat o corelație între conținutul mai ridicat de cupru din biotitul rocilor și prezența în rocile respective a unor mineralizații cuprifere. Această corelație a fost pusă în evidență de noi pentru biotitul din metamorfitele câmpului pegmatitic de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), unde se cunosc în calcarele cristaline ale formațiunii Voșlăbeni(Rb_2) mineralizații de sulfuri, considerate comune pentru minereurile de tip Missisippi Valley (Udubașa și colab., 1983). În acest sens se remarcă faptul că în biotitul din pegmatitele bazinului superior al văii Rebra, s-au determinat conținuturi de 125-175 ppm Cu, superioare valorilor prezente în biotitul din pegmatitele subprovinciilor Gilău-Muntele Mare (4,8-8 ppm Cu), Preluca (6-7 ppm Cu) și Getică (7,8-8 ppm Cu). Comparativ cu aceste valori, în biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) s-au determinat conținuturi mai ridicate: 125-200 ppm, cu o medie de 154 ppm, superioară mediilor prezentate de Savu și colab. (1967) pentru biotitele din mezometamorfitele grupului Sebeș-Lotru din munții Semenic (69,2 ppm) și de către Liahovici (1972) pentru biotitul din șisturi (19,6 ppm). Conținuturi ridicate de cupru au fost determinate și în micașisturile din care au fost separate biotitele (tabelul 85).

Rezultatele obținute scot în evidență că, în general, în biotite, conținutul de cupru este mai ridicat decât în micașisturile din care au fost separate. Între conținutul de cupru din micașisturi și cel din biotite există o corelație pozitivă (Murariu, 1975). Granații care se asociază cu biotitul micașisturilor seriei Rebra prezintă, de asemenea, conținuturi importante de cupru (80-160 ppm). Conținutul de cupru este mai mare în biotitul zonei cu staurolit și disten față de cel din zona cu sillimanit ale metamorfitelor seriei Sebeș-Lotru (Kasper și Irina Bratosin, 1974).

Distribuția geochimică a cuprului în muscovit este asemănătoare cu cea din biotit. În acest caz, muscovitul din pegmatitele subprovinciilor Gilău-Muntele Mare și Getică prezintă conținuturi mai scăzute de cupru (tabelul 82) decât musco-

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 85

Conţinutul de cupru în micaşisturi şi în perechea granat+biotit (seria Rebra – munţii Rodna)

Proba	Roca, mineralul	Localizare	Cu (ppm)
313	Micaşist cu granat	Valea Rebrişoara (Rb_3)	150
bM-313	Biotit		200
gM-313	Granat		80
343	Micaşist biotitic	Izvorul Pascaru (Rb_3)	72
bM-343	Biotit		125
378	Micaşist cu granaţi	Galeria Guşet (Rb_2)	144
bM-378	Biotit		126
gM-378	Granat		160
Date comparative (valori medii)			
Biotit din micaşisturi		Munţii Semenic*	69,2
Biotit din gnaise		Ontario**	67,1
Biotit din şisturi		În general***	19,6

* Savu şi colab. (1967); ** din Wedepohl (1974); *** Liahovici (1972).

vitul din pegmatitele subprovinciei Rodna, în care s-au determinat 29-65 ppm Cu (Murariu, 1979).Muscovitul din micaşisturile seriei Rebra conţine cantităţi de cupru (30-50 ppm) care se încadrează între cele obţinute pentru muscovitul din pegmatite. În profilul geochimic prezentat în figura 137 se remarcă o creştere a conţinutului de cupru în muscovitul din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna) şi în muscovitul micaşisturilor situate în apropierea mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice de pe pârâul Guşet (mM-385; Murariu, 1979).

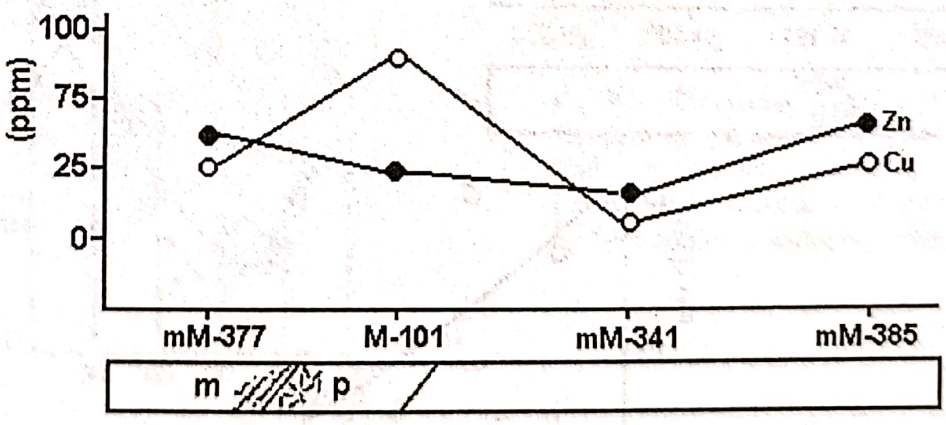


Fig. 137. Profil geochimic cu distribuţia Cu şi Zn în muscovitul din corpul pegmatitic Între Rebre (*p*) şi din micaşisturile înconjurătoare (*m*).

În granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice, conţinutul de cupru prezintă un domeniu larg de variaţie, cuprins între 4 şi 140 ppm. Comparativ cu

aceste valori, unele conținuturi mai ridicate de cupru au fost determinate în granații micașisturilor de pe pârâul Guşet (160 ppm), subprovincia pegmatitică Rodna. Urmărind distribuția geochimică a cuprului în granați, în profilul geochimic din figura 138 se remarcă o creştere evidentă a acestui metal în granații micașisturilor din zona mineralizațiilor de pe valea Guşet (Murariu, 1979). După Kasper şi Irina Bratosin (1974), granații din zona cu sillimanit ai metamorfitelor seriei Sebeş-Lotru sunt îmbogățiți în cupru.

Turmalina din pegmatitele subprovinciilor Preluca, Gilău-Muntele Mare şi Getică se caracterizează prin conținuturi mai scăzute de cupru (tabelul 77) comparativ cu turmalina din pegmatitele seriei Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) în care s-au determinat cele mai mari valori: 50-220 ppm, cu o medie de 114 ppm Cu; o valoare ridicată de cupru indică şi turmalina din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor: 110 ppm (Murariu, 1979). Aceste conținuturi confirmă substituția fierului bivalent şi a magneziului de către cupru (fig.139 şi 140).

Cuprul prezintă aceeaşi comportare geochimică şi în feldspați. În acest sens, datele analitice ale tabelului 78 arată conținuturi mult mai ridicate de cupru în feldspații din pegmatitele subprovinciei Rodna.

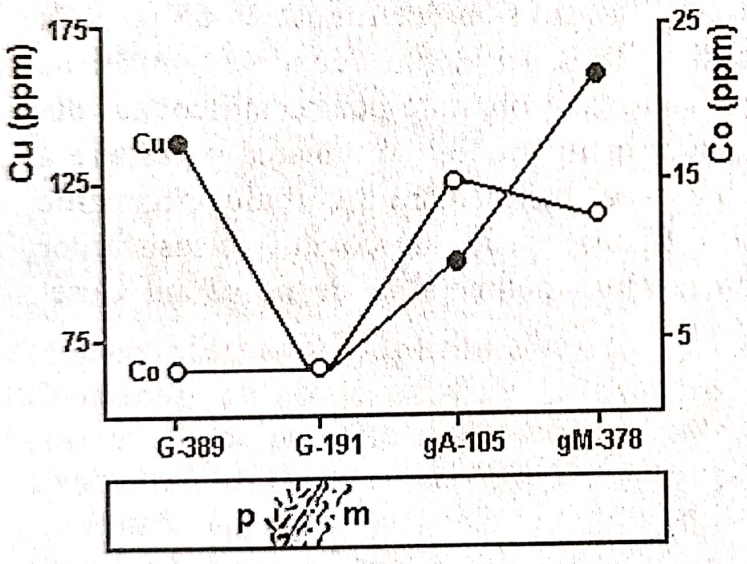


Fig. 138: Profil geochimic cu variația Cu şi Co în granații din corpul pegmatitic Între Rebre (*p*) şi din metamorfitele înconjurătoare (*m*).

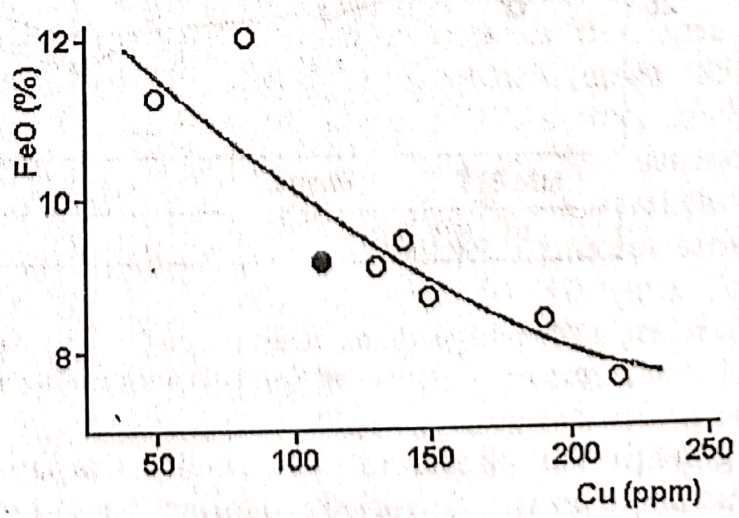


Fig.139. Corelația Cu:FeO în turmalina din pegmatitele (○) şi din micașisturile (●) seriei Rebra din munții Rodna.

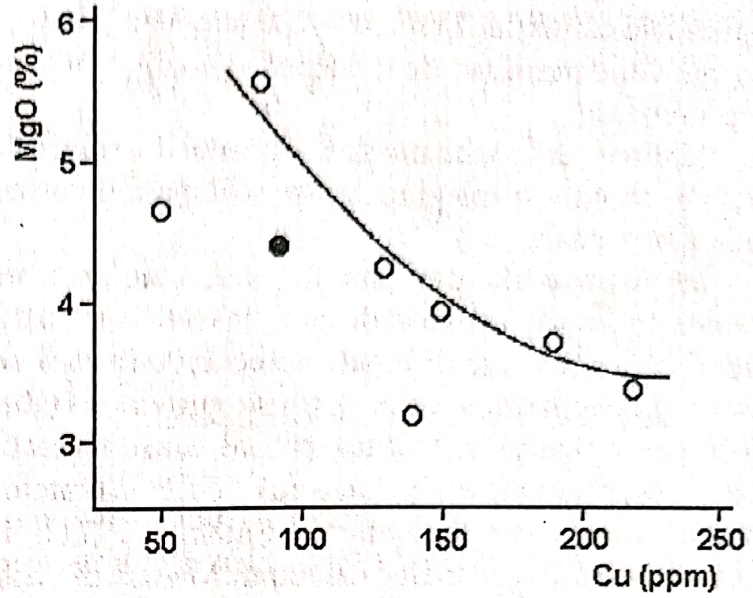


Fig.140. Corelaţia Cu:MgO în turmalina din pegmatitele (○) şi din micaşisturile (●) seriei Rebra din munţii Rodna.

În figura 141 se prezintă frecvenţa cuprului în feldspaţii din pegmatitele subprovinciei Rodna. Curba *A* reprezintă frecvenţa conţinuturilor de cupru pentru toţi feldspaţii, iar curba *B* indică frecvenţa conţinuturilor de cupru numai pentru microclin. Reprezentarea grafică arată că maximum de frecvenţă se află între 20 şi 30 ppm Cu. Media artimetică este de 38 ppm Cu, deci maximum de frecvenţă se situează la valori puţin mai mici decât aceea a mediei aritmetice. Cele două curbe sunt în mare parte asemănătoare, ceea ce arată aceeaşi tendinţă a distribuţiei cuprului în microclin şi în plagioclazi.

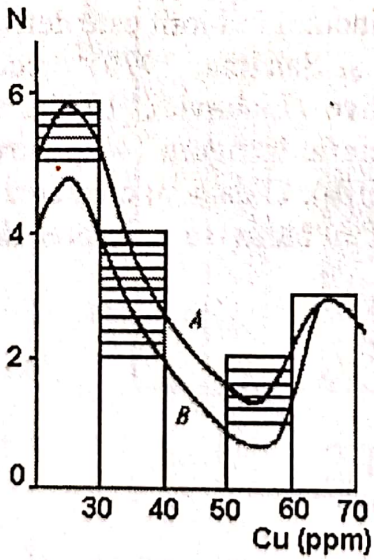


Fig.141. Frecvenţa Cu (ppm) în feldspaţii din pegmatitele subprovinciei Rodna: *A*-frecvenţa conţinutului de Cu pentru toţi feldspaţii; *B*-frecvenţa conţinutului de Cu pentru microclin.

Cuprul a fost determinat de noi în spodumenul din pegmatitele câmpului Conţu- munţii Cibin, subprovincia pegmatitică Getică: 5-10 ppm şi în cuarţul pegmatitelor subprovinciei Rodna: 0,5-12 ppm, valori apropiate de conţinutul mediu de 4 ppm Cu al cuarţului pegmatitic (Liahovici, 1972). Între valorile determinate de noi se înscriu şi conţinuturile de 3-9 ppm Cu ale cuarţului din

Scanned with OKEN Scanner

pegmatitele câmpului Măgura - Muntele Mic (Hann, 1987) precum şi conţinutul de 1,5 ppm Cu determinat de Udubaşa şi colab. (1997) pentru cuarţul din pegmatitele de la Voineasa.

Ordinea de concentrare a cuprului în mineralele provinciei Carpatice este: biotit > granaţi > plagioclazi > feldspaţi potasici > muscovit > turmalină > spodumen > cuarţ.

În pegmatitele din ţara noastră, cele mai mari conţinuturi de zinc sunt prezente în biotit, iar valorile mai scăzute sunt caracteristice pentru feldspaţi. În general, nu se remarcă diferenţe apreciabile în ceea ce priveşte conţinutul de zinc în biotitul din pegmatitele celor patru subprovincii (tabelul 73). O valoare mai scăzută a fost determinată în biotitul parţial muscovitizat din corpul pegmatitic de la Crişeni (subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare). Această constatare concordă cu datele prezentate de Şmakin (1971), după care biotitul din zona de muscovitizare a pegmatitelor câmpului Mamsk din Siberia se caracterizează printr-un conţinut mai scăzut de zinc. Media de 345,8 ppm Zn, obţinută pentru biotitul pegmatitelor provinciei Carpatice, este mai scăzută decât cea calculată de Liahovici (1972) pentru biotitul din pegmatite: 683,3 ppm. Între aceste valori se situează conţinutul mediu de zinc al biotitului din pegmatitele câmpului Biriusinsk din Siberia: 916 ppm (Magakon, 1971). Biotitul din micaşisturile seriei Rebra se caracterizează prin conţinuturi mult mai ridicate de zinc. Valorile obţinute variază între 693 şi 1562 ppm Zn (Murariu, 1975) şi pot fi justificate de prezenţa mineralizaţiilor de sulfuri din metamorfitele seriei Rebra din zona Guşet (munţii Rodna). Acest lucru este confirmat şi de conţinutul mediu mai scăzut de zinc, calculat de Liahovici (1972) pentru biotitul din şisturi: 62,9 ppm Zn. Rezultatele noastre, confirmă faptul că modul de ocurenţă a zincului în biotit este determinat de afinitatea sa pentru fier şi magneziu (Rankama şi Sahama, 1970) precum şi de particularitatea geochimică a provinciei respective (Liahovici, 1972). Corelaţia pozitivă a zincului cu fierul bivalent este redată grafic în figura 142 pentru biotitul din pegmatitele subprovinciei Rodna (Murariu, 1979). O dată cu creşterea gradului de oxidare a fierului (f_O), conţinutul de zinc din biotit se micşorează evident (fig.143).

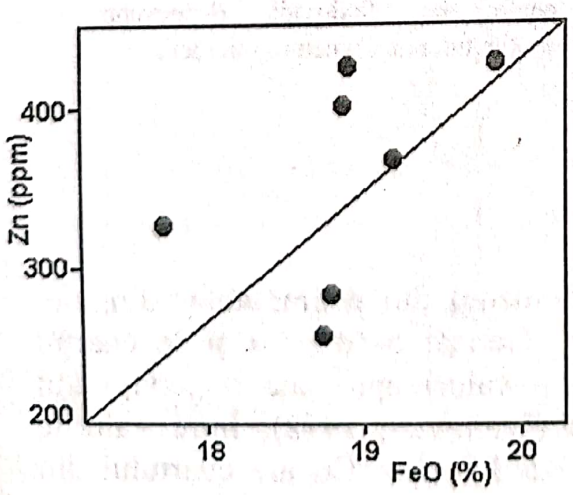


Fig.142. Corelaţia Zn:FeO în biotitul din pegmatitele sub-provinciei Rodna.

Scanned with OKEN Scanner

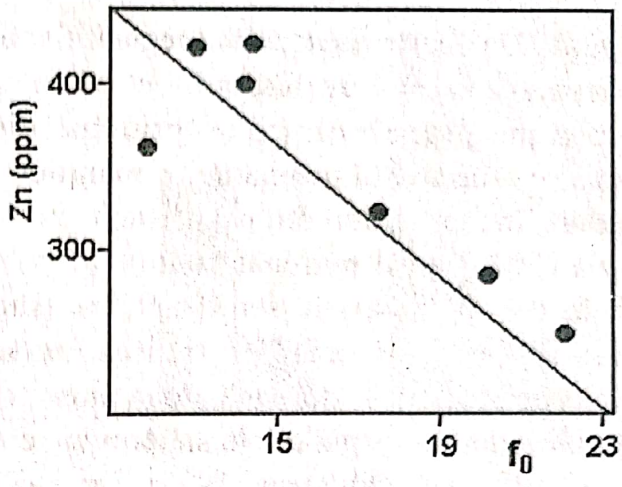


Fig.143. Corelația Zn: f_0 în biotitul din pegmatitele subprovinciei Rodna.

Diagrama comparativă cu conținuturile medii de cupru, plumb şi zinc prezentă în figura 144 scoate în evidență rolul biotitului din micaşisturile seriei Rebra în acumularea cuprului şi a zincului.

Al doilea mineral concentrator de zinc este granatul, în care conținutul de zinc este destul de constant, cu o medie de 294,5 ppm. Comparativ cu aceste valori, granații din rocile metamorfice înconjurătoare pegmatitelor conțin mai puțin zinc. Acest aspect este scos în evidență de conținutul de 40 ppm Zn, determinat în granații din paragnaisele de la Copalnic (subprovincia pegmatitică Preluca) (Murariu şi Maria Dumitrescu, 1976).

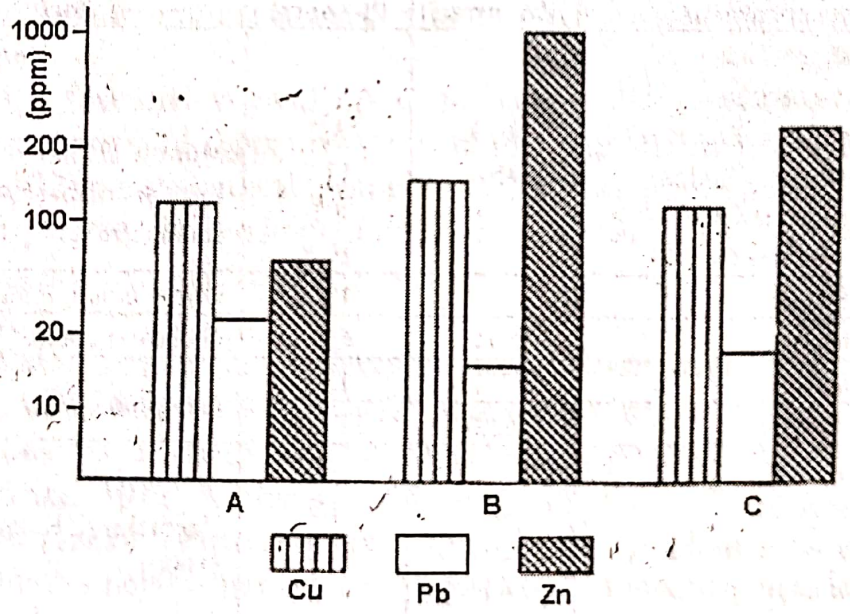


Fig.144. Diagramă comparativă cu conținuturile medii de Cu, Pb, Zn pentru: micaşisturi (*A*), biotite din micaşisturi (*B*), biotite din pegmatite (*C*).

În muscovitul pegmatitelor subprovinciei Rodna, conținutul de zinc variază între 10 şi 75 ppm, iar muscovitul pegmatitelor subprovinciei Gilău-Muntele Mare conține 100-534 ppm. Aceste valori sunt mai scăzute decât media indicată de

Scanned with OKEN Scanner

Liahovici (1972) pentru muscovitul pegmatitic: 650 ppm. Conținuturi apropiate de cele determinate de noi au fost prezentate de Glebov (1971) pentru muscovitul pegmatitelor micafere ale câmpului Biriusinsk din Siberia şi de Alexandra Gaweda (1995) pentru muscovitul pegmatitelor munților Tatra (tabelul 86). Comparativ cu aceste valori, în muscovitul din pegmatitele cu metale rare ale Siberiei, Zagorski şi Kuznețova (1990) au determinat conținuturi mai ridicate de zinc: 193-530 ppm. Muscovitul din micaşisturile seriilor Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) şi Baia de Arieş (subprovincia pegmatitică Preluca) conține cantități de zinc (40-65 ppm) apropiate de cele determinate în muscovitul din pegmatite.

În turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna, conținutul de zinc variază între 30 şi 175 ppm (Murariu, 1979), iar analizele prezentate de Hann (1987) indică, pentru turmalina din pegmatitele regiunii de la nord de Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică), valori cu un domeniu mult mai larg de variație, cuprins între 60 şi 1150 ppm. Izomorfismul Fe^{2+}- Zn, date fiind dimensiunile similare ale razelor ionice ale acestor elemente, contribuie la acumularea unor cantități importante de zinc în turmalină (1150 ppm).

Tabelul 86

Conținutul mediu de zinc şi plumb în muscovitul pegmatitic

Localizare	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Autori
Provincia pegmatitică Carpatică:			
–subprovincia Preluca	40,3	3,2	Murariu (1979)
–subprovincia Rodna	45,4	17,2	Iosof şi colab. (1975)
–subprovincia Gilău	-	8,1	Hann (1987)
–subprovincia Getică	-	10,8	
Baltimore-S.U.A.	-	17,0	Doe şi colab. (1965)
Saianul Oriental	50,0	68,2	Glebov şi colab. (1968)
Câmpul Mamsk	613,0	13,2	Magakon (1971)
Câmpul Biriusinsk	62,0	17,0	
Siberia:			
– aplit pegmatite	193	1,2	Zagorski şi Kuznețova (1990)
– pegmatite bifeldspatice	297	1,8	
– pegmatite albitice	454	2,2	
– pegmatite albit-spodumenice	530	1,7	
Munții Tatra	49,5	23,3	Alexandra Gaweda (1995)

Histograma pentru conținutul de zinc în turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna pune în evidență două maxime de frecvență, unul cuprins între 50 şi 75 ppm şi altul, mult mai caracteristic, între 125 şi 150 ppm (fig. 145).

Scanned with OKEN Scanner

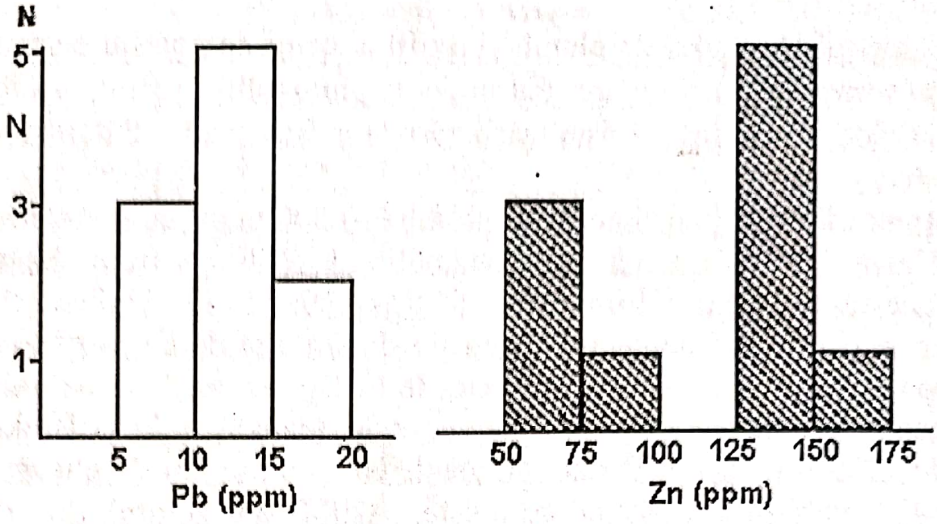


Fig.145. Frecvența Pb și Zn în turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna.

Pătrunderea zincului în feldspați este destul de scăzută, așa după cum se constată din conținuturile determinate pentru feldspații potasici (3-42 ppm) și plagioclazi (3-20 ppm) din pegmatitele subprovinciei Rodna (Murariu, 1979), pentru microclinul (27 ppm) din pegmatitele de la Copalnic (subprovincia pegmatitică Preluca; Murariu și Maria Dumitrescu, 1976) sau pentru albitul din pegmatitele de la Voislova (24 ppm)(subprovincia pegmatitică Getică). Comparativ cu valorile obținute de noi, în feldspații din pegmatitele munților Tatra, Alexandra Gaweda (1995) a determinat unele conținuturi mai ridicate de zinc, cuprinse între 20 și 170 ppm.

Zincul a fost pus în evidență și în cuarțul din pegmatitele subprovinciei Rodna care conține 6-13,3 ppm, valori mult mai scăzute decât media prezentată de Liahovici (1972) pentru cuarțul pegmatitic: 23,8 ppm. Cele mai scăzute conținuturi de zinc sunt prezente în spodumenul pegmatitelor câmpului Conțu - munții Cibin (subprovincia pegmatitică Getică): 2 ppm.

Plumbul. Compoziția și structura mineralelor bogate în potasiu permit posibilitatea unor substituții izomorfe, dintre care înlocuirea potasiului de către plumb este cea mai caracteristică pentru feldspații potasici (Rankama și Sahama, 1970; Liahovici, 1972; Murariu, 1979 etc.). În acest caz, dimensiunile foarte apropiate ale razelor ionice ale potasiului (*1,33Å*) și plumbului (*1,32Å*) permit ionilor de plumb să ocupe într-un anumit grad poziții identice cu cele ale potasiului în structura feldspaților potasici. Pătrunderea plumbului în feldspații potasici constituie rezultatul unui izomorfism heterovalent de tipul:

$$K^+ + Si^{4+} = Pb^{2+} + Al^{3+}$$

Această substituție a fost confirmată experimental prin sintetizarea unui feldspat artificial de plumb: $PbAl_2Si_2O_8$. În același timp, deosebirea în mărimea electronegativității potasiului și plumbului, valorile potențialelor de ionizare,

caracterul calcofil al ionului de plumb şi oxifil al celui de potasiu permit ca aceste elemente să formeze săruri binare. Pătrunderea plumbului în structura feldspatului potasic are loc în timpul cristalizării primare sau sub efectul unor soluţii metasomatice.

Conţinuturile cele mai ridicate de plumb (10 000 ppm) au fost determinate de Foord şi Martin (1979) în amazonitul pegmatitelor *NYF*, ele fiind responsabile de culoarea acestui mineral (Hofmeister şi Rossman, 1985; Hafner, 1993 etc.). Menţionăm şi conţinutul de 11 000 ppm Pb determinat de Čech şi colab. (1971) într-o probă de amazonit din pegmatitele de la Broken Hill – Australia. Autorii prezintă pentru ortoclazul verde din pegmatitele anatectice de la Broken Hill un conţinut de 11 200 ppm Pb. O dată cu creşterea conţinutului de plumb, gradul de ordonare al feldspaţilor potasici descreşte. Astfel, amazonitul din pegmatitele statului Colorado, cu mai puţin de 2000 ppm Pb, prezintă o valoare a triclinicităţii apropiată de 1, iar amazonitul pegmatitelor din Norvegia, cu conţinuturi de plumb mai mari de 3000 ppm, are o triclinicitate cuprinsă între 0,6 şi 0,8 (Hofmeister şi Rossman, 1985).

Datele analitice obţinute de noi precum şi cele prezentate de Hann (1987) scot în evidenţă faptul că, în pegmatitele provinciei Carpatice, feldspaţii potasici se caracterizează prin conţinuturile cele mai ridicate de plumb, care variază între 57 şi 190 ppm, cu o medie de 123,4 ppm, în deplină concordanţă cu valorile prezentate în literatura de specialitate (tabelul 87).

Tabelul 87

Plumbul în feldspaţii potasici şi valorile coeficientului de concentrare (k)

Roca, localizare	Nr. det.	Pb (ppm)	k_{Pb}	Autori
1	2	3	4	5
Granite (în general)	289	46,1		Liahovici (1972)
Granitoide (în general)	17	39,2		
Granite cu biotit (în general)	174	43,8		
Granite fertile	47	60,0		Serîh şi Ivanov (1969)
Granite sterile	29	46,3		
Pegmatite (în general)	8	52,4	1,0	Liahovici (1972)
Pegmatite (în general)	219	98,0		Wedepohl (1974)
Provincia pegmatitică Carpatică: – subprovincia Rodna – subprovincia Gilău – subprovincia Getică	 10 5 9	 149,0 104,0 117,0	 2,8 1,9 2,2	Murariu (1979) Iosof şi colab. (1975) Hann (1987)
Câmpul Mamsk	20	116,6	2,2	Şmakin (1971)
Câmpul Borghinsk	12	152,0	2,9	
Câmpul Bihar (zona de muscovitizare)	9	853,0	16,2	Şmakin (1973)
Câmpul Ienisei*	8	329,0	6,2	Volubuev şi colab. (1970)

Tabelul 87 (continuare)

1	2	3	4	5
Front Range-Colorado*	8	57,4	1,1	Doe şi Hart (1963)
Câmpul Maryland-Virginia*	13	189,0	3,6	Doe şi colab (1965)
Munţii Tatra de Vest	2	65,0	1,2	Alexandra Gaweda (1995)
Ortoclaz pegmatitic		11.200	213	Čech şi colab.(1971)
Amazonit pegmatitic	44	590,0	11,2	Jirov şi Stişov (1965)
Amazonit hidrotermal	16	150	2,8	
Amazonit pegmatitic (în general)	9	2900	55,3	Wedepohl (1974)
Amazonit pegmatitic		10.000	190	Černý (1994)
Aplite	12	75,0	-	Liahovici (1972)
Filoane cuarţifere	3	36,3	-	Liahovici (1972)

* Date citate de Wedepohl (1974).

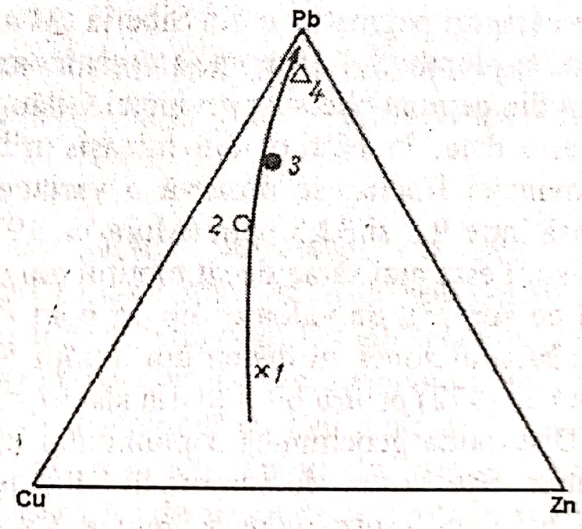


Fig.146. Diagrama Cu:Pb:Zn pentru feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice: *1*- albit din pegmatitele de la Voislova; *2*- oligoclaz din pegmatitele de pe valea Rebra; *3*- microclin din pegmatitele de pe valea Rebra; *4*- microclin din pegmatitele de la Copalnic.

Comparativ cu feldspaţii potasici, în plagioclazii din pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat conţinuturi mult mai scăzute de plumb: 22-80 ppm în albit şi 25-45 ppm în oligoclaz (tabelul 78). Rezultate asemănătoare au fost obţinute şi de Şmakin (1971) pentru plagioclazii din pegmatitele câmpului Mamsk din Siberia: 10-18 ppm Pb. Pentru feldspaţii plagioclazi din pegmatite, Liahovici (1972) a calculat o medie de 26,2 ppm Pb, mai scăzută decât media pentru plagioclazii din granite: 86 ppm. Din diagrama prezentată în figura 146 se observă o îmbogăţire evidentă în plumb a microclinului comparativ cu plagioclazii.

În micele şi în turmalina din pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat cele mai scăzute conţinuturi de plumb (tabelele 73, 77 şi 82). Valorile obţinute de noi sunt în deplină concordanţă cu cele prezentate de Şmakin (1971), Wedepohl (1974), Zagorski şi Kuznețova (1990), Alexandra Gaweda (1995) pentru micele din diferite câmpuri pegmatitice.

Scanned with OKEN Scanner

În muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice, conținutul de plumb variază între 2 și 28 ppm (tabelul 82). În tabelul 86 se prezintă conținutul mediu de plumb în muscovitul din pegmatite.

Examinarea datelor de conținut din tabelul 86 arată participări apropiate ale plumbului în muscovitul din diverse câmpuri pegmatitice. Se remarcă însă conținutul mai scăzut de plumb din muscovitul pegmatitelor cu metale rare ale Siberiei (Zagorski și Kuznețova, 1990).

În general, posibilitatea substituției potasiului de către plumb în biotit este destul de limitată, din cauza mărimilor diferite ale electronegativității și ale potențialelor de ionizare (Liahovici, 1972). Alți autori (Párry și Hackowski, 1963; Gavrilin și colab., 1967) asociază conținuturile ridicate de plumb de prezența în regiunea respectivă a unor mineralizații polimetalice. Analizele noastre arată că, în biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice, plumbul prezintă un interval de variație destul de larg: 5-47 ppm. După conținutul mediu de 18,4 ppm Pb în biotit, pegmatitele provinciei Carpatice se aseamănă cu pegmatitele metamorfice ale câmpului Biriusinsk din Siberia, a căror biotite indică 20 ppm Pb (Glebov, 1971). În alte câmpuri pegmatitice din Siberia (Mamsk, Akukansk), biotitul are valori mai scăzute în plumb: 9,4-16 ppm, asemănătoare conținuturilor determinate de noi în biotitul din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare: 5-15 ppm. Comparativ cu aceste date, în biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna, se observă o variație mai largă de conținut a plumbului, cuprinsă între 9,5 și 32,5 ppm (Murariu, 1979). După valoarea medie, biotitul din micașisturi este mai sărac decât biotitul din pegmatite. Conținutul mediu este, însă, destul de apropiat de valoarea de 15 ppm Pb prezentată de Savu și colab. (1967) pentru biotitul zonei cu disten din munții Semenic, precum și de cea indicată de Liahovici (1972) pentru biotitul din șisturi, care este de 15 ppm.

Distribuția geochimică a plumbului în turmalina din pegmatitele provinciei Carpatice este destul de uniformă: 10,8 ppm – subprovincia Rodna (Murraiu, 1979), 6,5 ppm – subprovincia Preluca, 5,4 ppm – subprovincia Gilău și 8,1ppm – subprovincia Getică (Hann, 1987). În profilul geochimic din figura 147, se remarcă o creștere a conținutului de plumb în turmalină, de la probele din zona intermediară a corpului pegmatitic Scărișoara la turmalina din micașisturile înconjurătoare (subprovincia pegmatitică Rodna).

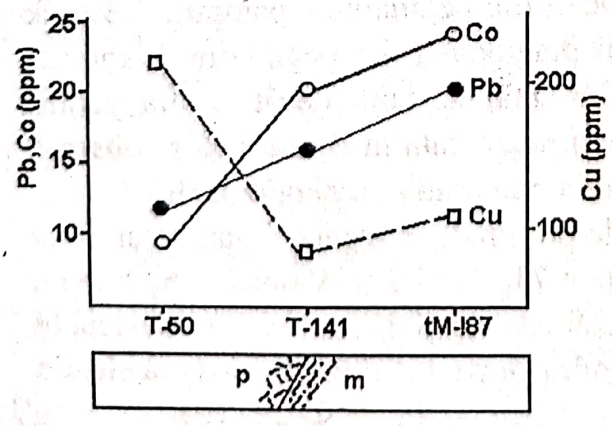


Fig.147. Profil geochimic cu variația Cu, Pb, Co în turmalina din corpul pegmatitic (*p*) și micașisturile (*m*) de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna).

Histograma pentru conţinutul de plumb în turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna prezintă maximum de frecvenţă cuprins între 10 şi 15 ppm, iar media aritmetică, cu valoarea de 10,8 ppm, se situează între aceste mărimi (fig.145; Murariu, 1979).

În granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice, conţinutul de plumb variază în limite destul de largi, cuprinse între 9 şi 160 ppm (tabelul 76). Granaţii din pegmatitele subprovinciei Rodna au un conţinut mediu de 14,5 ppm Pb, destul de apropiat de cel al granaţilor din micaşisturile înconjurătoare: 15,8 ppm (Murariu, 1979).

Un conţinut scăzut de plumb (1,6 - 6 ppm) a fost determinat de noi în cuarţul din pegmatitele subprovinciei Rodna. Valorile respective sunt mai scăzute decât media calculată de Liahovici (1972) pentru cuarţul pegmatitic: 7,8 ppm Pb, dar se apropie de conţinutul mediu de 4 ppm Pb, citat de autorul menţionat pentru cuarţul din pegmatitele câmpului Kociarsk din munţii Urali. Conţinuturile cele mai scăzute de plumb au fost determinate în spodumenul din pegmatitele câmpului Conţu – munţii Cibin: 3 ppm.

Ordinea de acumulare a plumbului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: feldspaţi potasici > granaţi > plagioclazi > biotit > muscovit > turmalină > cuarţ > spodumen.

Cobaltul. Principalul mineral concentrator de cobalt din pegmatitele provinciei Carpatic este biotitul. Pătrunderea cobaltului în biotit este determinată de afinitatea geochimică cu fierul bivalent şi cu magneziul (Goldschmidt, 1954). După Young (1957), cobaltul poate înlocui izomorf şi alte elemente numai dacă raza ionilor acestora nu se deosebeşte de a cobaltului cu mai mult de 15 %. Din această cauză, posibilitatea intrării cobaltului în structura biotitului este suficient de largă, după cum se constată şi din conţinuturile determinate în probele analizate (tabelul 88). Conţinutul mediu de cobalt al biotitelor pegmatitelor din ţara noastră este de 33,4 ppm şi se apropie de valorile medii prezentate de unii autori (Carr şi Turekian, 1961; Glebov, 1971) pentru biotitul din diferite pegmatite de orgine metamorfică (tabelul 88).

Tabelul 88

Cobaltul în biotitul pegmatitic

Localizare	Co (ppm)	Autori
Provincia pegmatitică Carpatică:	33,4	
– subprovincia Preluca	32,0	Murariu şi Maria Dumitrescu (1976)
– subprovincia Rodna	53,0	Murariu (1979)
– subprovincia Gilău	26,0	Iosof şi colab. (1975)
– subprovincia Getică (câmpul Conţu)	65,0	Murariu (1994)
Russel şi Holderness	40,5	Carr şi Turekian (1961)
Câmpul Biriusinsk:– pegmatite magmatice	29,5	Glebov (1971)
– pegmatite metamorfice	45,0	

Scanned with OKEN Scanner

În biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna, conţinutul de cobalt este mai ridicat şi variază între 55 şi 72,5 ppm, cu o medie de 65,3 ppm (Murariu, 1979), apropiată de cea calculată de Liahovici (1972) pentru biotitul din şisturi (46,7 ppm). Biotitul din paragnaisele în care sunt localizate pegmatitele câmpului Conţu – munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică) conţine 30 ppm Co. Comparativ cu metamorfitele din care au fost separate, în biotite s-au determinat conţinuturi de cobalt mai ridicate (tabelul 89).

Între conţinutul de cobalt din micaşisturile seriei Rebra (Munţii Rodnei) şi cel al biotitelor separate din acestea, este prezentă o corelaţie pozitivă (Murariu, 1979).

Tabelul 89

Conţinutul de cobalt în micaşisturile şi în biotitele separate din ele (subprovincia pegmatitică Rodna)

Proba	Roca, mineralul	Localizare	Co (ppm)
313	Micaşist cu granaţi	Valea Rebrişoara (Rb_3)	45,0
bM-313	Biotit din 313		67,5
343	Micaşist biotitic	Izvorul Pascaru (Rb_3)	50,0
bM-343	Biotit din 343		72,5
378	Micaşist cu granaţi	Galeria Guşet (Rb_2)	37,0
bM-378	Biotit din 378		67,5

În muscovitul pegmatitelor subprovinciei Rodna, a fost pusă în evidenţă o participare destul de scăzută de cobalt, cu o valoare maximă determinată în cazul muscovitului concrescut cu biotit. Conţinutul mediu de cobalt în muscovitul din pegmatitele subprovinciei Rodna este de 4,2 ppm (Murariu, 1979) şi nu diferă cu mult de valoarea prezentată de Carr şi Turekian (1961) pentru muscovitul din pegmatitele de la Branchwille-Cann (5 ppm) sau din pegmatitele de la Buckfield-Maine (4 ppm) . În muscovitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna, s-au determinat conţinuturi mai ridicate de cobalt: 15-22,5 ppm. Acest aspect a fost remarcat şi de Carr şi Turekian (1961), care au determinat 9 ppm Co într-o probă de muscovit din micaşisturile cu granaţi de la Naugatuck-Cann.

În turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna, cobaltul prezintă conţinuturi care variază într-un domeniu larg, cuprins între 9 şi 58 ppm (Murariu, 1979). Valoarea maximă caracterizează turmalina asociată cu biotit iar conţinuturile mai scăzute sunt prezente în turmalina din părţile interne ale pegmatitelor zonate. Acest aspect este prezent şi în turmalina din pegmatitele regiunii de la nord de Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică), în care conţinutul de cobalt variază între 2 şi 28 ppm (Hann, 1987).

În reţeaua granaţilor, cobaltul este captat în cantităţi reduse, Valorile obţinute de noi pentru granaţii din pegmatitele subprovinciei Rodna sunt destul de apropiate, cu limite de variaţie cuprinse între 2 şi 8 ppm Co şi o medie de 4,3 ppm Co (Murariu, 1979).

Scanned with OKEN Scanner

Comparativ cu aceste date de conţinut, în granaţii metamorfitelor-gazdă ale pegmatitelor s-au determinat cantităţi mai mari de cobalt, care ajung până la 15 ppm. Valorile medii pentru conţinutul de cobalt al granaţilor din micaşisturile şi din amfibolitele seriei de Rebra din Munţii Rodnei sunt apropiate de datele prezentate de Carr şi Turekian (1961) pentru granaţii separaţi din roci asemănătoare (10-26 ppm).

În funcţie de mărimea razei ionice şi a electronegativităţii, cobaltul poate substitui în granaţi fierul bivalent. Acest aspect este evidenţiat în diagrama din figura 148 în care se remarcă o creştere a conţinutului de cobalt în granaţii metamorfitelor seriei Rebra din Munţii Rodnei, o dată cu scăderea valorii mărimii valorii oxidului feros.

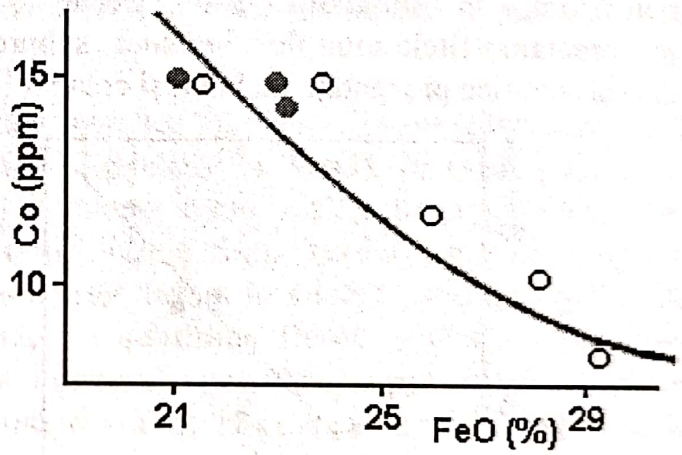


Fig.148. Corelaţia Co:FeO în granaţii din micaşisturile (○) şi din amfibolitele (●) seriei Rebra din Munţii Rodnei.

Urmărind distribuţia cobaltului în granaţi, în profilul geochimic din figura 138 se remarcă o creştere a valorii acestui element minor, începând de la granaţii din zona marginală a corpului pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna), la granaţii separaţi din micaşisturile situate în vecinătatea mineralizaţiilor de pe pârâul Guşet.

În diagrama din figura 148 se prezintă corelaţia negativă dintre conţinutul de cobalt şi cel de fier bivalent în granaţii din micaşisturile şi din amfibolitele seriei Rebra din Munţii Rodnei.

Conţinutul de cobalt al feldspaţilor pegmatitelor provinciei Carpatice este destul de scăzut, caracteristic pentru aceste minerale: 3-8,5 ppm în microclin şi 3 ppm în albit (Murariu, 1979). Valorile cele mai scăzute de cobalt au fost determinate în cuarţul din pegmatitele subprovinciei Rodna: 0,26-0,65 ppm.

Dintre mineralele pegmatitice analizate, micele şi turmalina au coeficienţi de concentrare (k) mai mari ca unitatea. Ordinea de acumulare a cobaltului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: biotit > muscovit > turmalină > granaţi > feldspaţi potasici > plagioclazi > cuarţ.

Nichelul. Pătrunderea nichelului în biotit este determinată de afinitatea geochimică cu fierul bivalent şi cu magneziul (Ringwood, 1955). Determinările noastre arată, în acest sens, o scădere a conţinutului de nichel în biotit o dată cu

creşterea valorii oxidului feros. Valoarea medie de 47,3 ppm Ni este puţin mai ridicată decât media calculată de Liahovici (1972) pentru biotitul din pegmatite (30 ppm) şi mult mai scăzută decât media pentru biotitul din granite (152,8 ppm) şi din şisturi (236,6 ppm). În biotitul din pegmatitele subprovinciei Rodna, corelaţia Ni:Co are un caracter pozitiv, aşa după cum se remarcă din diagrama prezentată în figura 149. În biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna, s-au determinat conţinuturi de nichel mai ridicate decât cele din biotitul pegmatitic, cu un domeniu larg de variaţie, de la 87 până la 260 ppm. În toate probele analizate, participarea nichelului este mai ridicată decât a cobaltului, cu valori ale raportului Ni:Co mai mari ca unitatea. Şi în cazul biotitelor din metamorfite, corelaţia Ni:Co este pozitivă (fig.150). Pentru a întări această constatare, în diagrama s-au trecut şi analizele a două biotite din mezometamorfitele munţilor Semenic (subprovincia pegmatitică Getică), folosind datele analitice prezentate de Savu şi colab. (1967).

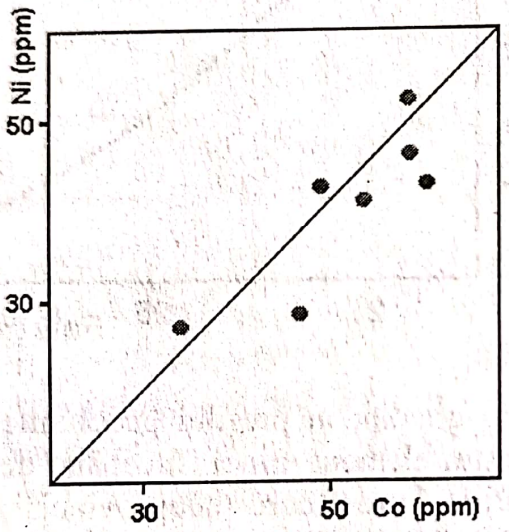


Fig.149. Corelaţoa Ni:Co în biotitul din pegmatitel subprovinviei Rodna.

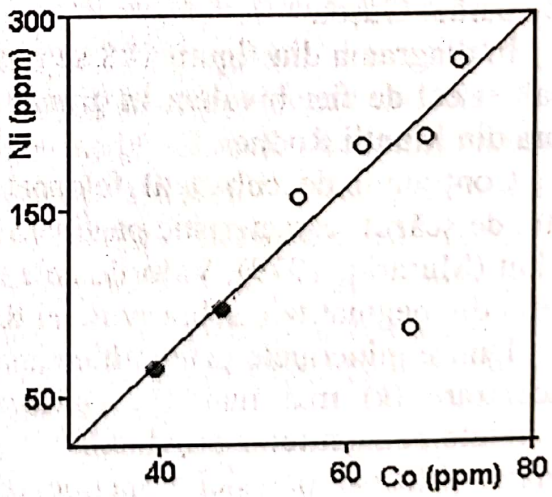


Fig.150. Corelaţia Ni:Co în biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna.

Spre deosebire de micaşisturile din care au fost separate, biotitele analizate se caracterizează prin conţinuturi mult mai mari de nichel. Datele analitice obţinute pentru subprovincia pegmatitică Rodna scot în evidenţă că relaţia dintre mărimea

raportului Ni:Co din micaşisturi la Ni:Co din biotitele acestora are un caracter pozitiv (Murariu, 1979).

În turmalină conţinuturile de nichel sunt mai scăzute: 2-26 ppm (subprovincia Rodna) şi 29,3 ppm (valoarea medie) în turmalina biotitelor din pegmatitele din regiunea de la nord de Muntele Mic - subprovincia Getică (Hann, 1987). Conţinuturi scăzute de nichel mai sunt prezente în granaţii din pegmatitele (2-3 ppm) şi din micaşisturile (3-5,5 ppm) subprovinciei Rodna (Murariu, 1979), în muscovitul din pegmatitele câmpurilor Măgura, Tâlva: 5-13 ppm (Hann, 1987), Conţu: 3 ppm (subprovincia pegmatitică Getică), în spodumenul din pegmatitele câmpului Conţu-munţii Cibin: 3 ppm precum şi în cuarţul din pegmatitele câmpului Măgura – Muntele Mic: 2-3,5 ppm (Hann, 1987).

În mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice, mineralul concentrator de nichel este biotitul.

Manganul. În pegmatitogeneza provinciei Carpatice din România, manganul se acumulează semnificativ în granaţi (3,84-16,3 % MnO), în mineralele seriei columbit-tantalit (5,32-6,62 % MnO) precum şi în unii fosfaţi din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conţu-munţii Cibin: tirfilin, litiofilit, alluaudit, purpurit, hureaulit. Ca element minor, manganul este prezent în mice, turmalină, spodumen, feldspaţi şi în cuarţ. În biotit, manganul substituie fierul bivalent, aspect care justifică prezenţa în compoziţia acestei mice, din pegmatitele provinciei Carpatice, a unor conţinuturi care variază în limite destul de largi, cuprinse între 309 şi 4646 ppm (tabelul 90). Între aceste valori se situează conţinutul de mangan al biotitelor din pegmatitele muscovitice (x=2385 ppm) şi din cele cu metale rare (x=1998 ppm) ale scutului Baltic (Salie şi Glebovitki, 1976). Comparativ cu aceste date de conţinut, în biotitul din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat conţinuturi mai scăzute de mangan (232-1471 ppm), apropiate datelor analitice prezentate de Savu şi colab. (1967) pentru biotitele zonelor metamorfice ale cristalinului serei Sebeş-Lotru din munţii Semenic.

Participarea manganului în compoziţia muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice este destul de scăzută (77-929 ppm), la fel ca şi în muscovitul micaşisturilor în care sunt localizate pegmatitele (77-232 ppm). Între valorile determinate de noi se situează conţinutul de 929 ppm Mn al muscovitului din pegmatitele de la Pidlite - New Mexico (Henrich şi Levinson, 1953), precum şi conţinuturile determinate de Gordienko (1970) pentru muscovitul din pegmatitele situate în partea europeană a Rusiei: 154-464 ppm. Media obţinută de noi pentu conţinutul de mangan al muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice este de 280,5 ppm, valoare apropiată de media calculată din analizele chimice prezentate de Salie şi Glebovitki (1976) pentru muscovitul pegmatitelor micafere ale scutului Baltic (237,5 ppm). Unele valori mai ridicate de mangan sunt prezente în muscovitul din pegmatitele de la Brow Derby – Colorado şi Tanco – Manitoba: 2710 ppm (Heinrich, 1967; Rinaldi şi colab., 1972), în muscovitul pegmatitelor de

Scanned with OKEN Scanner

la Varuträsk – Suedia: 2710 ppm (Quensel, 1956), precum şi în muscovitul din pegmatitele Siberiei: 1858 ppm (valoare maximă; Zagorski şi Kuznețova, 1990).

În muscovitul din pegmatitele şi din micaşisturile subprovinciei Rodna, corelația Mn:Fe^{2+} prezintă un caracter negativ (Murariu, 1979). Demn de menționat este faptul că micele din pegmatitele provinciei Carpatice conțin cantități de mangan caracteristice pegmatitelor de geneză metamorfică (Magakon, 1971; Glebov, 1971; Murariu, 1979).

Manganul pătrunde în structura turmalinei din pegmatitele proviciei Carpatice în cantități de până la 2478 ppm (tabelul 90). Comparativ cu datele de conținut obținute de noi (464-2478 ppm), unele valori mai ridicate de mangan au fost determinate de Zagorski şi Kuznețova (1990) în turmalina din pegmatitele granitice cu metale rare ale Siberiei: 6737 ppm. Date de conținut apropiate de cele determinate de noi sunt prezente în turmalina pegmatitelor de la Volînia-Ukraina: 232-1161 ppm (Slivko, 1955).

Tabelul 90

Limitele de variație şi conținutul mediu de Mn în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice

Minerale	Localizare; Mn (ppm)			
	Preluca	Rodna	Gilău	Getică
Muscovit	154-309 209	232-464 387	154-232 178	77-930 384
Biotit	309-1084 697	1626-2323 1936	1084-4646 2478	464-2865 1603
Turmalină	466-2478 1285	1006-1394 1169	619-929 720	929-1394 1084
Spodumen	-	-	-	852-1858 1142
Microclin	232	300	nd	nd
Albit	50	nd	nd	nd
Oligoclaz	350	250	nd	nd
Cuarț	nd	28,5	< 3	nd

În spodumenul din pegmatitele litifere ale câmpului Conțu - munții Cibin (subprovincia pegmatititcă Getică) conținutul de mangan variază între 852 şi 1858 ppm, cu o medie de 1142 ppm, mai mare decât media calculată pentru spodumenul din pegmatitele granitice ale Siberiei: 791 ppm (Zagorski şi Kuznețova, 1990). Aceste valori sunt în concordanță cu cele prezentate de London şi Burt (1982) pentru conținutul de mangan al spodumenului din pegmatitele de la Haapaluoma – Finlanda: 1471 ppm.

Feldspații conțin cantități scăzute de mangan (50-350 ppm; tabelul 90), valorile mai ridicate fiind prezente în oligoclaz datorită substituției calciului

Scanned with OKEN Scanner

($Ca_{1-x}Mn_xAl_2Si_2O_8$). Gradul de dezordine ridicat Al-Si ar putea contribui la încorporarea manganului în structura feldspaților calcosodici. Experimental s-a stabilit că Mn^{2+} poate înlocui Ca^{2+} în anortit în proporție de cel puțin 25 %, substituția fiind favorizată de gradul avansat al dezordinei Al-Si, de temperatura ridicată și de răcirea rapidă, după cristalizare. Conținutul cel mai scăzut de mangan a fost determinat în cuarțul corpului pegmatitic Scărișoara – subprovincia pegmatitică Rodna: 28,5 ppm (Murariu, 1979) și în cuarțul din pegmatitele subprovinciei Gilău - Muntele Mare, analizat chimic de Alla Zămârcă: < 3 ppm. Manganul poate pătrunde în cuarț ca urmare a unei substituții de tipul:

$$2Si^{4+} = 2Al^{3+} + Mn^{2+}.$$

Ordinea de acumulare a manganului ca element minor, în structura mineralelor pegmatitelor provinciei Carpatice, este: biotit > turmalină > spodumen > muscovit > oligoclaz > microclinpertit > microclin > albit > cuarț.

Pământurile rare (TR=REE). Lantanidele reprezintă un exemplu tipic de grupă cu elemente chimice care, apar împreună în diferite procese geochimice (Rankama și Sahama, 1970). Pământurile rare sunt elemente litofile care se acumulează semnificativ în magmatitele alcaline.

Din punct de vedere geochimic, elementul petrogen asemănător lantanidelor este calciul, care poate fi substituit după următoarele scheme:

$$3Ca^{2+} = 2TR^{3+} \qquad 2Ca^{2+} = TR^{3+} + Na^{+}$$
$$Ca^{2+} + Na^{+} = TR^{3+} \qquad Ca^{2+} + Zr^{4+} = 2TR^{3+}$$
$$Ca^{2+} + Si^{4+} = TR^{3+} + Al^{3+} \qquad Ca^{2+} + P^{5+} = TR^{3+} + Si^{4+}$$

În minerale mai poate fi prezent și schimbul diadochic al lantanidelor cu sronțiu și unele elemente care prezintă starea de oxidare +4: Ti, Zr, U, Th.

În prezennt este cunoscut faptul că, în etapele inițiale ale pegmatitogenezei, TR intră în compoziția mineralelor accesorii, bogate în lantanide ușoare (TR_{Ce}), iar în etapele finale, are loc acumularea ytriului și a lantanidelor grele (TR_Y).

Pegmatitele de geneză metamorfică ale provinciei Carpatice sunt sărace în lantanide, aspect care justifică prezența, în cantități cu totul subordonate, a unor minerale de pământuri rare: monazit, orthit, samarskit.

Datorită afinității geochimice cu lantanidele, ytriul este inclus în subgrupa pământurilor rare grele (TR_Y). În cadrul evoluției geochimice a procesului pegmatitic, ytriul se acumulează în stadiile finale, alcaline. Distribuția geochimică, cantitativă, a ytriului în pegmatitele subprovinciei pegmatitice Gilău-Muntele Mare evidențiază o creștere a cantității de ytriu, de la pegmatitele grafice (4,5 ppm), la cele feldspatice (10 ppm) și cu micafere (15 ppm), valorile cele mai mari fiind prezente în pegmatitele în care apar granați (fig.151 ; Murariu și Alla Zămârcă, 1982). În pegmatitele din regiunea Teregova-Marga (munții Semenic-Țarcu, subprovincia pegmatitică Getică), Hann (1987) a determinat conținuturi destul de

constante de Y (10-26 ppm), mai scăzute însă decât clarkul pentru pegmatitele granitice: 34 ppm (Kuzimenko, 1970); valoarea maximă este caracteristică pegmatitelor feldspatice cu metale rare de la Armeniş. În mineralele principale şi accesorii ale pegmatitelor provinciei Carpatice se constată conţinuturi scăzute de ytriu care caracterizează feldspaţii, muscovitul, turmalina, biotitul precum şi concentrarea acestuia în granaţi (fig. 151).

Jaffe (1951) a arătat că ytriul reprezintă un element rar, caracteristic granaţilor spessartinici, bogaţi, deci, în mangan şi cu conţinuturi scăzute de magneziu, calciu, fier trivalent. În aceşti granaţi, Y^{3+} poate ocupa poziţiile Mn^{2+}, datorită apropierii în mărime a razelor ionice ale celor două elemente. Schema de substituţie se prezintă astfel:

$$Mn^{2+} + Si^{4+} = Y^{3+} + Al^{3+}.$$

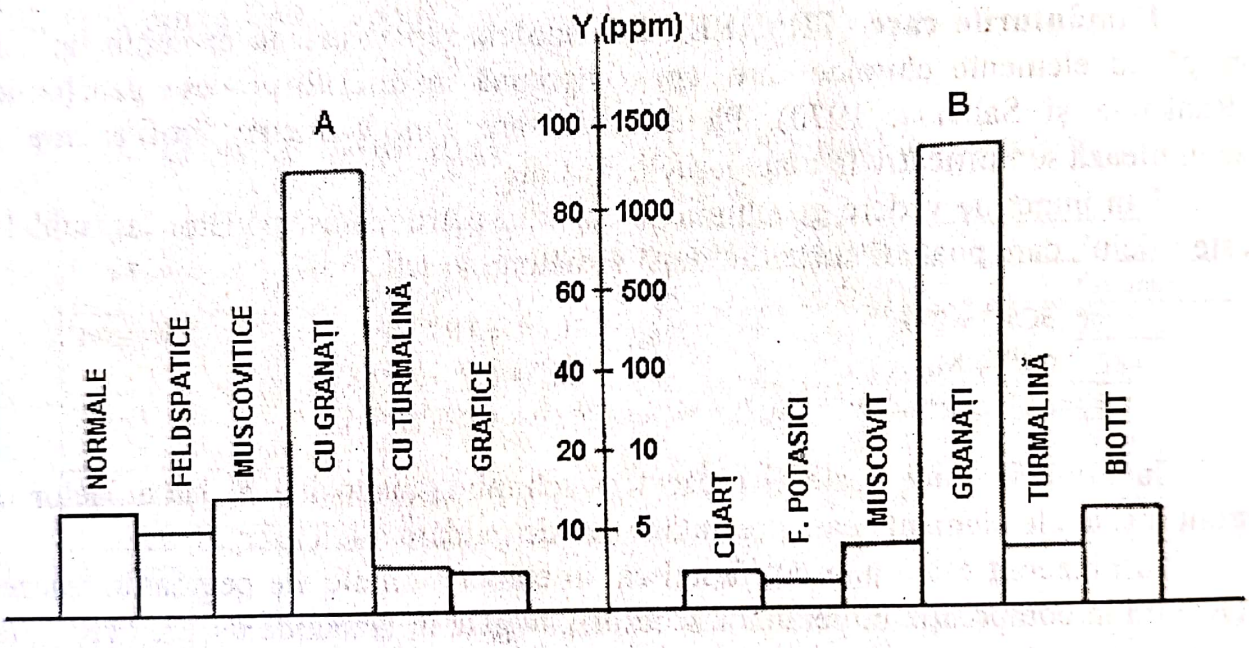


Fig. 151. Conţinutul de Y în pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare (A) şi în unele minerale constituente (B).

Plecând de la aceste posibilităţi de substituţie, compoziţia ideală a unui granat stabil de ytriu ar fi de 8,89 % Y_2O_3. Demn de menţionat este faptul că, un granat cu această compoziţie a fost sintetizat de H. S. Yoder (Jaffe, 1951), care a sugerat următoarea formulă pentru granatul spessartinic de ytriu:

$(Mn_{3-x}Y_x)Al_2(Si_{3-x}Al_x)O_{12}$ unde $x = 0,4$, cu următorii termeni extremi:

$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Y_3Al_2Si_3O_{12}$
spessartin (?)

În granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice, ytriul prezintă un domeniu larg de variaţie, cuprins între 210 şi 1900 ppm (tabelul 76). Valorile mai ridicate sunt caracteristice granaţilor spessartinici (+calderit). În pegmatitele zonate (Pârâul

Scanned with OKEN Scanner

Ursului – subprovincia pegmatitică Gilău-Muntele Mare) se remarcă conținuturi mai ridicate de ytriu în granații din zona intermediară. Între valorile determinate de noi, se situează și conținutul de 470 ppm Y indicat de Rankama și Sahama (1970) pentru granați. Substituția manganului de către ytriu în granații din pegmatitele provinciei Carpatice este redată grafic în diagrama din figura 152 (Murariu și colab., 1986).

Corelațiile Y:Sc (fig. 153) și Y:Yb (fig. 154) în granații pegmatitelor provinciei Carpatice au un caracter pozitiv.

Comparativ cu valorile obținute de noi, spessartinele din metamorfitele munților Sebeș și Cibin, analizate de Paulina Hârtopanu și Constanța Udrescu (1981), indică valori mai scăzute de ytriu: 13-125 ppm. Între aceste conținuturi se situează valoarea de 200 ppm Y, determinată în granații almandinici din paragnaisele micacee în care sunt localizate pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conțu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică.

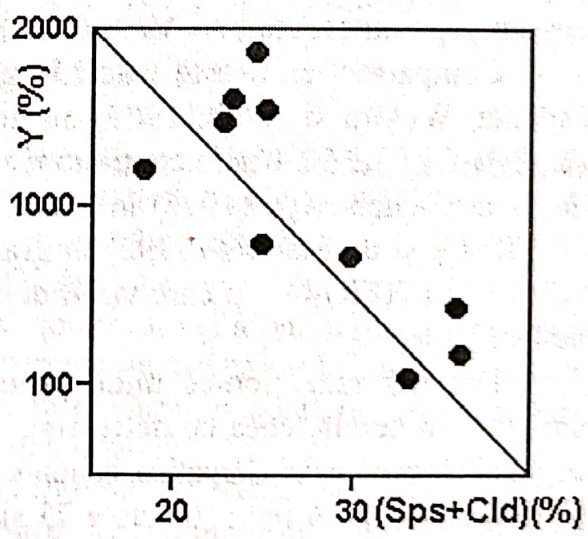


Fig.152. Caracterul relației Y: (Sps+Cld) în granații din pegmatitele provinciei Carpatice.

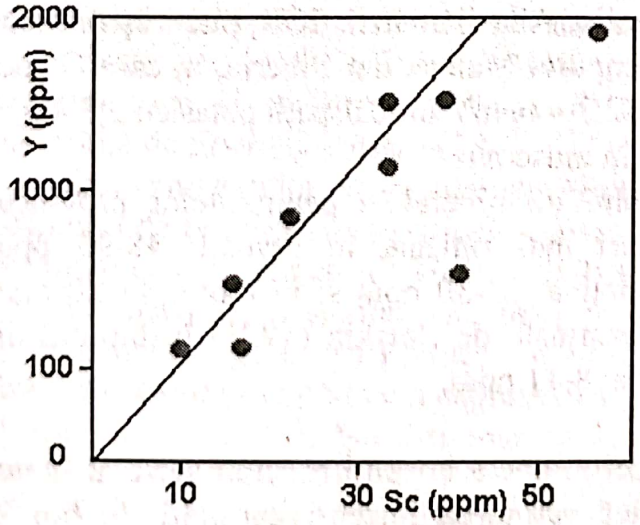


Fig.153. Caracterul relației Y: Sc în granații din pegmatitele provinciei Carpatice.

Scanned with OKEN Scanner

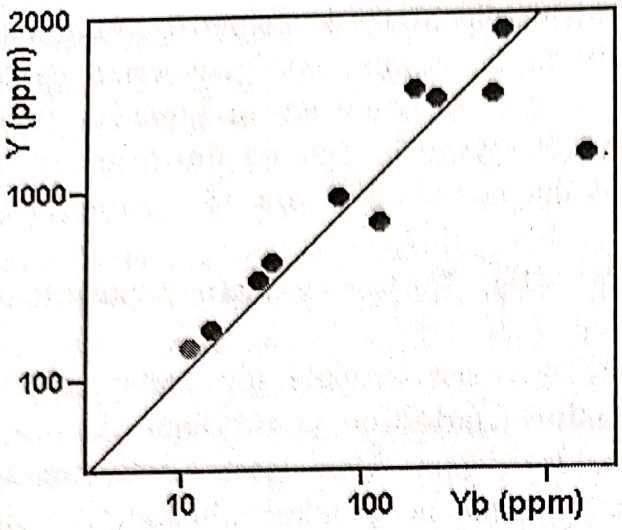


Fig.154. Corelaţia Y:Yb în granaţii din pegmatitele provinciei Carpatice.

Datele noastre de conţinut sunt în acord cu valorile prezentate pentru granaţii pegmatitelor de la Smrček – Cehia: 9300 ppm $(Y,TR)_2O_3$ (Černý, 1971) şi pentru cei din pegmatitele statului Manitoba: 600 ppm $(Y,TR)_2O_3$ (Černý şi colab., 1981).

Comparativ cu aceste valori în granaţii din pegmatitele de la Suishoiama – Japonia, Wakita şi colab.(1969) au determinat un conţinut destul de ridicat de $(Y, TR)_2O_3$: 3,2 %. Unele conţinuturi ridicate de lantanide au mai fost determinate de Salie şi Glebovitki (1976) în granaţii pegmatitelor scutului Baltic: 0,25-1,56 % $(Y,TR)_2O_3$ şi de Şmakin (1992) în granaţii din pegmatitele de la Olkhon-Siberia: 0,2-0,8 % $(Y,TR)_2O_3$, în care ytriul deţine 72-82 % iar yterbiul, 12-26 % din suma lantanidelor.

Datorită razei ionice mici, ytriul nu poate înlocui magneziul şi fierul în structura minerală, ceea ce determină ca în structura biotitului şi a turmalinei din pegmatitele provinciei Carpatice, conţinuturile de ytriu să fie destul de scăzute: 6-27 ppm şi, respectiv, 3,2-16 ppm (tabelele 73 şi 77). Valori scăzute de ytriu caracterizează muscovitul (1-3,8 ppm), feldspaţii (1 ppm) şi cuarţul (1,9-5 ppm) din pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare (analist Alla Zămârcă, IGR-Bucureşti). Acest aspect este prezent şi în pegmatitele câmpului Mamsk din Siberia, în care Glebov (1971) a determinat 0,8-3 ppmY în biotit; 2,3-4 ppmY în feldspaţii potasici; 2,5-4 ppm Y în plagioclazi şi mai puţin de 1 ppmY în muscovit.

Distribuţia geochimică a lantanului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice evidenţiază unele conţinuturi mai ridicate în granaţi: 48-90 ppm, comparativ cu cele determinate în turmalină: 23-30 ppm şi în biotit: 11-20 ppm. Valori apropiate de lantan au fost determinate de Şmakin (1971) în biotitul din pegmatitele câmpului Mamsk din Siberia: 8-11 ppm.

Borul. Dimensiunea mică a razei ionice a borului precum şi volatilitatea multora dintre compuşii săi împiedică reţinerea întregii cantităţi de bor în mineralele care conţin hidroxil, în decursul cristalizării magmatice. Din această

Scanned with OKEN Scanner

cauză, cea mai mare cantitate de bor se acumulează în magmele şi în soluţiile reziduale, în special în pegmatite dar şi în hidrotermalite.

În majoritatea mineralelor din pegmatitele provinciei Carpatice, conţinutul de bor este destul de scăzut, acesta fiind inclus sub formă de component major în turmalină, care – aşa după cum s-a arătat – însoţeşte întreaga evoluţie a procesului pegmatitic. Dintre celelalte minerale pegmatitice, numai micele, caracterizate prin prezenţa grupei (OH), încorporează unele cantităţi semnificative de bor. Astfel, în muscovit, cantităţile de bor variază între 30 şi 480 ppm (tabelul 82), iar în biotit s-au determinat: 300 ppm B în biotitul pegmatitelor formaţiunii Răzoare (subprovincia pegmatitică Preluca) şi 500 ppm B în pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna). În muscovit, substituţia aluminiului octaedric de către bor, poate duce în final la formarea boromuscovitului: $KAl_2(Si_3B)O_{10}(OH)_2$ (Foord şi colab., 1991). Rezultatele obţinute de noi sunt în concordanţă cu datele analitice prezentate de Zagorski şi Kuznețova (1990) pentru muscovitul din pegmatitele Siberiei, în care conţinutul de bor variază între 84 şi 400 ppm.

Prezenţa borului în granaţii almandinici este favorizată de substituţia

$$2B^{3+} + Mg^{2+} = 2Si^{4+} + Al^{3+} + 1{,}5O^{2-}.$$

Acest aspect justifică prezenţa în granaţii din pegmatitele formaţiunii Răzoare (subprovincia pegmatitică Preluca) a unui conţinut de 700 ppm B. Spodumenul din pegmatitele câmpului Conţu-munţii Cibin, conţine 30-65 ppm B.

Pătrunderea borului în structura feldspaţilor are loc prin înlocuirea aluminiului în poziţia *T*, cu formarea reedmergneritului şi a danburitului, minerale care apar foarte rar în roci, dar care pot fi prezente uneori ca molecule în feldspaţi. Unii autori (Lisîţin şi Hitrov, 1962) au pus în evidenţă o corelaţie pozitivă între conţinutul de bor şi cel de anortit (An) al plagioclazilor.

În general, feldspaţii conţin cantităţi scăzute de bor, aşa după cum se constată şi din datele prezentate de Hann (1987) pentru microclinpertitele din pegmatitele câmpurilor Măgura şi Tâlva (subprovincia pegmatitică Getică) în care s-au determinat 30-60 ppm B. Aceste valori sunt mai mari decât conţinuturile de 10-20 ppm B prezentate de Shearer şi Popike (1986) pentru feldspaţii potasici din pegmatitele peraluminoase şi mult mai scăzute decât conţinutul maxim de 290 ppm B determinat de Foord şi colab. (1989).

Conform datelor prezentate de Malikov şi Komov (din Liahovici, 1972), conţinutul de bor din cuarţ poate fi utilizat ca indicator genetic. Analizele noastre, precum şi cele prezentate de Hann (1987) arată conţinuturi mai mari de bor pentru cuarţul asociat cu turmalină: 22 ppm B în cuarţul filonului pegmatitic Ciungi (subprovincia pegmatitică Preluca) şi 30 ppm B în cuarţul din corpul pegmatitic Pârâul cu Mărul (subprovincia pegmatitică Getică).În cuarţul asociat cu muscovit şi feldspaţi, conţinutul de bor este mult mai scăzut: 6 ppm. Toate aceste valori sunt mult mai mari decât conţinutul de bor al cuarţului hidrotermal: 1,2 ppm. Datele respective sunt confirmate sugestiv de conţinutul de bor determinat de Stavrov (1963) în cuarţul complexului cuarţ + muscovit al pegmatitelor feldspatice din

Scanned with OKEN Scanner

Saian (1-4 ppm), precum şi de valorile medii de bor prezentate de Liahovici (1972) pentru cuarţul din: granodiorite (4 ppm), granite cu biotit (6,3 ppm), leucogranite (11,5 ppm), granite transformate (8,4 ppm), pegmatite (2 ppm), filoane (1 ppm).

Comparativ cu valorile de conţinut ale borului în cuarţul pegmatitelor provinciei Carpatice, în cuarţul din zăcământul hidrotermal Băiuţ (districtul metalifer Baia Mare) s-a determinat 1,25 ppm B (Murariu, 1979).

Fierul. În pegmatitele provinciei Carpatice, fierul este prezent ca element minor în beril, în feldspaţi (tabelul 91) şi în cuarţ. Fierul trivalent poate înlocui aluminiul în structura berilului, aspect confirmat de conţinutul de 1259 ppm Fe al berilului din pegmatitele de la Teregova – munţii Semenic (subprovincia pegmatitică Getică) precum şi de valorile mai ridicate (1398-3980 ppm) determinate de Zagorski şi Kuznețova (1990) în berilul din pegmatitele granitice din Siberia. Comparativ cu aceste valori, berilul analizat de Černý şi Simpson (1977) conţine mai puţin fier: 125,8 ppm.

Datele de conţinut obţinute de noi arată în feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice un domeniu larg de variaţie a fierului, între 349 şi 1748 ppm. Demne de remarcat sunt conţinuturile mai ridicate de fier din oligoclaz, comparativ cu cele din feldspaţii potasici. În grupa feldspaţilor, fierul bivalent poate substitui calciul (poziţia *M*) în plagioclazi, iar fierul trivalent poate pătrunde în locul aluminiului (poziţia *T*) în feldspaţii potasici. Unele conţinuturi mai ridicate în fier din feldspaţii potasici se pot datora prezenţei în masa acestora a unor microincluziuni fine de hematit.

Tabelul 91

Fierul în feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice

Mineralul	Localizare; Fe(ppm)			
	Preluca	Rodna	Gilău	Getică
Albit	349	140-489	349-419	140-1049
Oligoclaz	1049	1398-1748	349-910	140-979
Microclin	349-1190	419-1170	419-979	349
Microclinpertit	350	350	280-350	350-419

Fierul poate pătrunde în cuarţ ca urmare a unor substituţii de tipul:

$$Si^{4+} = Fe^{3+} + R^{+} \text{ (cationii metalelor alcaline)}$$
$$2Si^{4+} = 2Al^{3+} + Fe^{2+}$$

Analiza chimică a unor probe de cuarţ din pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) arată o creştere a conţunutului de fier de la cuarţul miarolitic (43 ppm) la cuarţul structurilor grafice (265 ppm), cu unele valori mai ridicate determinate pentru cuarţul asociat cu biotit+granaţi+feldspaţi din zona marginală (1390 ppm).

Scanned with OKEN Scanner

Scandiul. Este un element litofil , cu proprietăţi asemănătoare lantanidelor cu raza ionică mică, având afinitate geochimică puternică pentru Fe^{2+} şi Mg (Jaffe, 1951). După Engel şi Engel (1960), scandiul poate substitui şi manganul. În pegmatite, scandiul formează rar minerale proprii (thortveitit) sau pătrunde izomorf în structura mineralelor principale şi a celor accesorii ale acestor roci. În mineralele fieromagneziene, scandiul substituie frecvent fierul, iar în mineralele aluminoase ocupă locul aluminiului.

În pegmatitele provinciei Carpatice, granaţii şi micele sunt mineralele concentratoare de scandiu (tabelele 73, 76 şi 82). Valorile cele mai ridicate, determi-nate în granaţi: 10-68 ppm Sc, cu o medie de 34 ppm, se datorează în cea mai mare parte, izomorfismului heterovalent de tipul:

$$(Fe^{2+},Mg^{2+}) + Si^{4+} = Sc^{3+} + Al^{3+}.$$

Muscovitul se caracterizează printr-un domeniu destul de larg de variaţie: 1,3-48 ppm Sc, iar conţinutul de scandiu din biotit este mai ridicat în biotitul din părţile interne ale pegmatitelor zonate. Între valorile determinate de noi se încadrează şi conţinuturile prezentate de Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980) pentru unele biotite din pegmatitele subprovinciilor Preluca şi Rodna. Aceste rezultate sunt în deplină concordanţă cu conţinuturile de scandiu ale biotitului din pegmatitele metamorfice ale câmpurilor Mamsk: 12-24 ppm (Magakon, 1971) şi Biurisinsk: 10,5-35 ppm (Glebov, 1971) din Siberia. Pentru biotitul din pegmatite, Liahovici (1972) a calculat un conţinut mediu de 38,2 ppm Sc.

În unele minerale ale metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat următoarele conţinuturi de scandiu: 30-45 ppm în granaţii din paragnaisele micacee ale seriei Sebeş-Lotru de pe pârâul Conţu (munţii Cibin) şi 12-45 ppm Sc în biotitul micaşisturilor seriilor Rebra, Baia de Arieş, Someş, Sebeş-Lotru (tabelul 102). În perechea granat + biotit, scandiul preferă granatul. Aceste valori sunt apropiate de conţinuturile determinate de Magakon (1971) pentru biotitul din metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele câmpului Mamsk din Siberia: 15-34 ppm Sc.

Ordinea de acumulare a scandiului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: granaţi > biotit > muscovit > turmalină.

Cromul. Caracterizează stadiul timpuriu de cristalizare, fiind mai abundent în crusta oceanică (0,028 %) decât în crusta continentală (0,018 %) (Taylor şi McLennan, 1985). Cromul prezintă un coeficient ridicat de concentrare: 4000 (Smirnov şi colab.,1986). Geochimic, cromul este asociat puternic cu fierul şi cu magneziul. Din această cauză ,biotitul se remarcă prin conţinuturi ridicate de crom: 129 ppm în biotitul din granitoide, 210 ppm în biotitul din gaise (Haak, 1967) şi 210,7 ppm în biotitul din şisturi (Liahovici, 1972). Comparativ cu aceste valori, în biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat conţinuturi de crom cuprinse între 37 şi 192 ppm, cu o medie de 133,5 ppm (tabelulu 73). În muscovit şi în feldspaţi sunt prezente cantităţi scăzute de crom. Astfel, în muscovitul din

Scanned with OKEN Scanner

pegmatitele subprovinciei Gilău-Muntele Mare s-au determinat 3-6 ppm Cr, iar în feldspaţi 3-5 ppm Cr (Iosof şi colab., 1975). Conţinuturi asemănătoare de crom au mai fost prezentate de Hann (1987) pentru muscovitul pegmatitelor câmpurilor Măgura şi Tâlva (subprovincia pegmatitică Getică): 1-5 ppm. După autorul menţionat, turmalina acestor pegmatite prezintă un domeniu larg de concentrare a cromului: 2-95 ppm. În biotitul din micaşisturile înconjurătoare pegmatitelor de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) s-au determinat 71 ppm Cr, iar în granatul asociat, 249 ppm Cr. Acest aspect confirmă faptul că în parageneza granat + biotit din metamorfitele seriei Rebra din Munţii Rodnei, cromul preferă granatul (Murariu, 1979). Între biotite şi granaţi, cromul are o distribuţie de echilibru. După Kasper şi Irina Bratosin (1974), cromul este acumulat în cantităţi mai mari în granaţii din zona cu sillimanit, faţă de cei din zonele inferioare de metamorfism. Datele analitice abţinute de noi confirmă rolul biotitului în acumularea unor cantităţi semnificative de crom.

Galiul. După propietăţile cristalochimice, galiul este stâns asociat cu aluminiul. El poate forma tetraedri de GaO_4 care îi pot înlocui pe cei de AlO_4 (Lange, 1964). După Gentile şi Roy (1960), galiul poate substitui şi fierul trivalent. Dintre mineralele pegmatitelor granitice, galiul se concentreză mai ales în acelea în care aluminiul este prezent în coordinaţia octaedrică. Din această cauză micele sunt mineralele concentratoare de galiu (tabelele 73 şi 82). În cadrul evoluţiei geochimice a procesului pegmatitic, galiul preferă mineralele stadiilor finale de cristalizare. În general, mineralele pegmatitice au conţinuturi mai ridicate de galiu decât mineralele granitelor (Liahovici, 1972). Datele analitice obţinute de noi arată că muscovitul din pegmatitle provinciei Carpatice este mineralul concentrator de galiu. În probele analizate, conţinutul de galiu variază în limite destul de largi, de la 35 la 165 ppm, cu o medie de 88 ppm, destul de apropiată de media calculată de Liahovici (1972) pentru muscovitul pegmatitic: 77,4 ppm. Rezultatele obţinute de noi sunt în concordanţă cu valorile determinate de Ganeev şi colab.(1961) pentru muscovitul pegmatitelor masivelor Karaoba (87 ppm Ga), Akciatai (56,6 ppm Ga), Djanet (30 ppm Ga) din Kazahstan şi de Borisenok şi Riabcikov (1962) pentru muscovitul pegmatitelor de la Tedino – Karelia: 41-100 ppm (x=75 ppm Ga). Comparativ cu aceste valori, muscovitul pegmatitelor granitice de la Dúbrova – munţii Tatra conţine cantităţi mai mari de galiu: 138-166 ppm (Štefánia Dávidová, 1998). În biotit, conţinutul de galiu este mai scăzut decât în muscovit, cu valori cuprinse între 27,5 şi 78,5 ppm, cu o medie de 42,6 ppm, mult mai scăzută decât cea indicată de Liahovici (1972) pentru biotitul din pegmatite: 156 ppm. Biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) prezintă 52 ppm Ga, valoare care se situează între cele caracte-ristice biotitului pegmatitic.

În pegmatitele proviciei Carpatice, galiul se mai acumulează în turmalină, unde prezintă un domeniu larg de variaţie, cuprins între 17 şi 96 ppm, cu o medie de 62 ppm (tabelul 77). Aceste conţinuturi sunt asociate valorilor ridicate de Al_2O_3

Scanned with OKEN Scanner

prezente în turmalină. În pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu-munții Cibin, galiul se acumulează şi în spodumen, în care s-au determinat conținuturi de 20-45 ppm. În granații din pegmatitele provincei Carpatice, conținutul de galiu variază între 8 ppm (valea Rebra-subprovincia pegmatitică Rodna) şi 25 ppm (pârâul Conțu - subprovincia pegmatitică Getică). Date de conținut apropiate caracterizează şi granații din micaşisturile înconjurătoare pegmatitelor de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna): 13 ppm Ga.

Comparativ cu aceste minerale în feldspați s-au determinat conținuturi mult mai scăzute de galiu. Cu toate că feldspatul de galiu: Na Ga Si_3 O_8 a fost sintetizat experimental prin schimbul Ga – Al, concentrarea galiului în feldspații naturali nu depăşeşte valoarea de 0,02 %. În grupa feldspaților, plagiocazii conțin mai mult galiu decât feldspații potasici (tabelul 78). Conținutul de galiu al microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice este puțin mai scăzut decât media de 14,9 ppm prezentată de Liahovici (1972) pentru feldspații potasici din pegmatite. În feldspații potasici din pegmatitele munților Tatra, galiul prezintă conținuturi care se încadrează în intervalul: 4,2-28,8 ppm (Štefania Dávidová, 1997). Comparativ cu aceste valori, feldspații potasici din pegmatitele de la Tanco- Manitoba conțin 31-116 ppm Ga, iar albitul, 39-125 ppm Ga (Černý, 1994). Date de conținut asemănătoare sunt citate de Wedepohl (1974) pentru microclinul pegmatitelor din Kazahstan, Scoția, Polonia etc.

Rezultatele obținute de noi arată că prezența galiului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice, ca substituent al aluminiului, este modul de apariție cel mai important. Acest aspect este confirmat de valorile ridicate de concentrare (k) a galiului în mineralele bogate în aluminiu (muscovit, turmalină). Ordinea de acumulare a galiului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: muscovit > turmalină > spodumen > biotit > plagioclazi > granați > feldspați potasici.

Staniul. Este un element litofil, parțial calcofil, în funcție de regimul de oxigen sau de sulf, având o valoare ridicată a coeficientului de concentrare: k=2000 (Smirnov şi colab.,1986). În procesele magmatogene, staniul este tipic *granitofil*, cu afinitate geochimică pronunțată pentru volatile, în special pentru fluor. În pegmatitogeneză, staniul formează minerale proprii (casiterit) sau apare izomorf în structura mineralelor principale şi accesorii. Prezența cantitativă a staniului în mineralele pegmatitice mai depinde uneori şi de existența în masa mineralelelor respective a unor microincluziuni fine de casiterit. Unele valori rididcate de staniu au fost determinate în mineralele pegmatitelor situate în provincii stanifere (Liahovici, 1972). Acest aspect evidențiază semnificativ rolul specializării geochimice şi a moştenirilor metalogenetice. În pegmatitele lipsite de casiterit, mineralul concentrator de staniu este muscovitul. Rezultatele obținute de noi arată în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice conținuturi care nu depăşesc însă valoarea limită de acumulare izomorfă. Acest aspect este confirmat sugestiv de conținutul mediu de 167 ppm staniu al muscovitului analizat de noi, mai scăzut

Scanned with OKEN Scanner

decât cel prezentată de Liahovici (1972) pentru conținutul de staniu al muscovitului pegmatitic: 260 ppm.

În cadrul evoluției geochimice a procesului pegmatitic, staniul se acumulează mai ales în muscovitul stadiului final acid, aspect evidențiat în pegmatitele zonate din subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare. Comparativ cu valorile obținute de noi, muscovitul din câmpurile pegmatitice micafere Mamsk și Biriusink din Siberia conține mai puțin staniu (3,5-33 ppm), iar muscovitul din pegmatitele cu metale rare se caraterizează prin valori mult mai ridicate de staniu: 230-990 ppm (Șmakin, 1971; Glebov, 1971; Zagorski și Kuznețova, 1990). În muscovitul din pegmatitele masivului granitic Karaoba din Kazahstan, în care sunt prezente mineralizații stanifere, s-au determinat conținuturi mult mai ridicate de staniu (1240 ppm) decât în muscovitul pegmatitelor localizate în masivele granitice sterile Akciatai (20-210 ppm) și Djanet (30-50 ppm) (Ganeev și colab., 1961). În general, muscovitul din aplite și în special cel din pegmatite conține mai puțin staniu decât muscovitul granitelor (tabelul 92). Conținutul de staniu crește considerabil în muscovitul din greisene.

Tabelul 92

Conținutul mediu de staniu în muscovitul pegmatitic

Localizare	Sn (ppm)	Autori
Pegmatite (în general)	260,0	Liahovici (1972)
Provincia pegmatitică Carpatică		
– subprovincia Preluca	33,0	
– subprovincia Rodna	22,6	
– subprovincia Gilău	307,8	Iosof și colab.(1975)
– subprovincia Getică	94,1	Hann (1987)
Saian	13,1	Glebov(1968)
Siberia		
– pegmatite micafere: câmpul Mamsk câmpul Biriusink	26,2 13,6	Șmakin (1971) Glebov (1971)
– pegmatite cu metalel rare: aplit - pegmatite bifeldspatice albitice albit - spodumenice	 317 553 729 555	Zagorski și Kuznețova (1990)
Kazahstan: masivul Karaoba masivul Akciatai masivul Djanet	910 115 30	Ganeev și colab.(1961)
Aplite (în general)	320,0	Liahovici (1972)
Granite (în general)	341,4	
Pneumatolite (în general)	343,7	

Scanned with OKEN Scanner

Al doilea mineral concentrator de staniu din pegmatitele provinciei Carpatice este biotitul, în care s-au determinat conţinuturi care variază între 26 şi 57 ppm, cu o medie de 39 ppm Sn, mai scăzută decât cea calculată pentru muscovit, dar mai ridicată decât conţinutul prezentat de Şmakin (1971) pentru biotitul pegmatitelor micafere ale câmpului Mamask (12-33 ppm) şi de Glebov (1971) pentru biotitul câmpului pegmatitic Biriusink (7-18 ppm).

Comparativ cu aceste valori, în biotitul din pegmatitele masivului granitic fertil Karaoba din Kazahstan s-au determinat conţinuturi mult mai ridicate de staniu: 360 ppm (Ganeev şi colab.,1961). În structura biotitului, staniul pătrunde ca urmare a unui izomorfism heterovalent de tipul:

$$Sn^{4+} + Li^{+} = Mg^{2+} + Fe^{3+},$$

care este confirmat sugestiv de prezenţa corelaţiei pozitive dintre conţinutul de litiu şi cel de staniu.

Biotitul din granite conţine mai puţin staniu decât biotitul pegmatitic; biotitul din granitele şi din pegmatitele stanifere se îmbogăţeşte considerabil în staniu, aşa după cum rezultă din datele analitice prezentate mai jos:

Biotit din:	**Sn (ppm)**
Granite:	
– în general	76,5
– transformate	159,6 (Kazahstan)
– stanifere	126,0 (Cornwall)
– stanifere	250,0 (Kazahstan)
Pegmatite:	
– în general	105,0
– stanifere	360,0

În granaţi, conţinutul de staniu este mai scăzut decât în mice şi variază între 7 şi 67 ppm, cu o medie de 30,4 ppm Sn. Şi în granaţii analizaţi corelaţia Li:Sn are un caracter pozitiv (fig.155).

În pegmatitele albit-spodumenice din câmpul Conţu - munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică), după muscovit, mineralul concentrator de staniu este spodumenul, în care s-au determinat conţinuturi de 45-65 ppm. Şi în spodumen, staniul este asociat geochimic cu aluminiul. Substituţia staniului cu aluminiul în turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna este redată grafic în diagrama din figura 156 (Murariu, 1979).

Comparativ cu aceste minerale, în feldspaţii din pegmatitele provinciei Carpatice s-au determinat conţinuturi mult mai scăzute de staniu: 3 ppm în ortoclaz, 2-3 ppm în microclin, 3 ppm în albit. Conţinuturi asemănătoare de staniu au fost prezentate de Liahovici (1972), ca valori medii pentru feldspaţii potasici (3,6 ppm) şi plagioclazii (6,5 ppm) din pegmatite.

Scanned with OKEN Scanner

Aceste date sunt confirmate de conținuturile de staniu determinate de Șmakin (1971) în feldspații potasici (1,9-2,5 ppm) și în plagioclazii (1,6-2 ppm) pegmatitelor micafere ale câmpului Mamsk din Siberia.

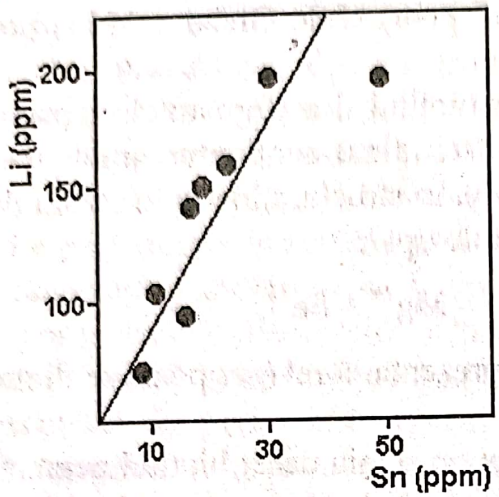


Fig.155. Corelația Li:Sn în granații din pegmatitele provinciei Carpatice.

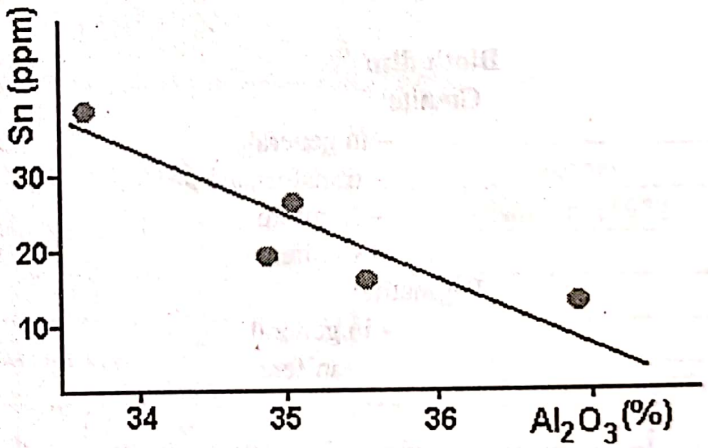


Fig.156. Corelația Sn:Al_2O_3 în turmalina din pegmatitele subprovinciei Rodna.

Ordinea de acumulare a staniului în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice este: muscovit > spodumen > biotit > granați > turmalină > albit > feldspați potasici.

Zirconiul. Este un element litofil rar care se acumulează, împreună cu hafniul în rocile alcaline, care conțin de circa două ori mai mult zirconiu decât magmatitele acide (Smirnov și colab.,1986). Prezența zirconiului în pegmatite depinde, în cea mai mare măsură, de conținutul acestuia în rocile *paterne*. În pegmatitele de compoziție granitică, mineralul principal de zirconiu este zirconul și varietățile sale, cirtolit și malacon. În aceslași timp, zirconiul mai poate fi incorporat, uneori, în cantități semnificative în mice, granați, turmalină etc. În pegmatitele alcaline, mineralul principal de zirconiu este eudialitul, care cristalizează în stadiile timpurii ale pegmatitogenezei. În pegmatitele provinciei Carpatice, zirconiul formează rar minerale propirii (zircon), dar se dispersează în

structura granaţilor, turamlinei, rutilului şi a micelor. Dintre aceste minerale, granaţii se caracterizează prin conţinutul cel mai ridicat de zirconiu: 31-600 ppm, cu o medie de 169,1 ppm. Valoarea maximă caracterizează granaţii pegmatitelor albit-spodumenice din câmpul Conţu - munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică). Conţinuturi ridicate de zirconiu (500 ppm) sunt prezente şi în granaţii din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna). Demn de menţionat este faptul că în literatura de specialitate (Milton şi colab., 1961) se arată că în unele cazuri cantitatea de zirconiu poate să crească în aşa măsură încât să formeze granatul de zirconiu – *kimzeyit*. Biotitul şi turmalina conţin şi ele uneori cantităţi semnificative de zirconiu. Astfel, în biotitul din pegmatitele subprovinciei Preluca s-a determinat 130 ppm Zr, iar biotitul pegmatitelor subprovinciei Gilău - Muntele Mare conţine 49,5-81 ppm Zr. Valorile obţinute de noi se încadrează între conţinuturile de 56 şi 199 ppm Zr, prezentate de Znamenski şi colab.(1971) pentru biotitul pegmatitelor metamorfice ale câmpului Mamsk din Siberia. Un conţinut ridicat de zirconiu: 290 ppm, a fost determinat şi în biotitul din micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna). Această valoare este mai mare decât conţinutul de 130 ppm Zr al micaşisturilor din care a fost separat biotitul. În turmalină, conţinutul de zironiu variază între 10 şi 130 ppm (Hann, 1987), iar în rutilul din pegmatitele Munţilor Plopiş, Strusievicz şi Elisabeta Strusievicz (1985) au determinat 300 ppm zirconiu. Comparativ cu aceste valori, cuarţul din pegmatitele subprovinciei Getice conţine 3-9 ppm Zr (Hann, 1987).

Germaniul. Substituţia Si^{4+} cu Ge^{4+} este trăsătura cea mai remarcabilă a geochimiei acestui metal rar (Rankama şi Sahama, 1970), care prezintă valoarea de 150 a coeficientului de concentrare (Smirnov şi colab., 1986). Din această cauză, în prezenţa siliciului, germaniul se acumulează pe cale izomorfă în structura silicaţilor, mai ales a celor din pegmatite şi din greisene (topaz, mice litifere, spodumen, turmalină etc.). Ca urmare a substiruţiei Ge – Si, a fost sintetizat temenul $NaAlGe_3O_8$. În condiţii reducătoare, germaniul prezintă afinitate geochimică pentru fier şi zinc, acumulându-se semnificativ în sulfuri şi în special în sfalerit.

În pegmatitele provinciei Carpatice, mineralele concentratoare de germaniu sunt granaţii în care s-au determinat conţinuturi care sunt cuprinse între 21 şi 120 ppm, cu o medie de 59,3 ppm (tabelul 76). Între valorile determinate de noi se situează conţinuturile medii de germaniu consemnate de Wedepohl (1974) pentru granaţii din diferite pegmatite granitice din lume: 20-50 ppm.

Vanadiul. Este un element cu afinitate puternică pentru fier şi magneziu. Din această cauză, în pegmatite, unele conţinuturi semnificative de vanadiu sunt prezente în biotit şi în granaţi. În biotitul pegmatitelor provinciei Carpatice, conţinutul de vanadiu variază în limite destul de largi: mai puţin de 10 ppm până la 76 ppm, cu o medie de 50,6 ppm (tabelul 73), mult mai scăzută decât cea calculată

Scanned with OKEN Scanner

de Liahovici (1972) pentru biotitul pegmatitic: 190 ppm. Între valorile determinate de noi se situează conținuturile de vanadiu ale biotitului din pegmatitele câmpului Biriusinsk din Siberia: 11-33 ppm (Glebov, 1971). Comparativ cu aceste valori, biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele subprovinciei Rodna conține mai mult vanadiu: 168-180 ppm, iar în micașisturi s-au deteminat 155 ppm V. În granații din pegmatitele de pe valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna) s-au determinat 50 ppm V, valoare mult mai scăzută decât cea care este prezentă în granații din micașisturile înconjurătoare: 105 ppm. Între granatul și biotitul mezometamorfitelor din Carpații Orientali și din Carpații Meridionali, vanadiul are o distribuție de echilibru (Kasper și Irina Bratosin, 1974).

Niobiul. Este un metal rar, care se concentrează semnificativ în pegmatite comparativ cu rocile paterne. Conținutul de niobiu crește evident de la pegmatitele sterile (feldspatice; micafere) la pegmatitele cu metalele rare (tabelul 93). În pegmatitiele neproductive ale provinciei Carpatice, conținutul de niobiu este mai mare în pegmatitele feldspatice cu biotit (39 ppm) și mai scăzut în pegmatitele muscovititce (32 ppm). Valorile determinate de noi sunt mult mai mici decât conținuturile de niobiu prezente în pegmatitele cu metale rare din Siberia: 30,8-154,7 ppm (Filipova, 1971; Zagorski și Kuznețova, 1990). Conținuturile cele mai ridicate de niobiu sunt prezente în pegmatitele cu metale rare de tipul Nb+Y: 1386,5 ppm (Kuzimenko și colab.,1976) și în pegmatitele cu TR: 1280 ppm (Černý, 1982).

Dintre mineralele proprii de niobiu, în pegmatitele granitice, rolul principal revine columbitului și fergusonitului. În același timp însă, niobiul pătrunde izomorf și în stuctura mineralelor pegmatitice după următoarele scheme de substituție:

$2Fe^{3+} = Nb^{5+} + Li^{+}$ (muscovit)
$3Ti^{4+} = 2Nb^{5+} + Mn^{2+}$ (biotit)
$2Zr^{4+} = Nb^{5+} + TR^{3+}$ (zircon)
$2Ti^{4+} = Nb^{5+} + Fe^{3+}$ (biotit)
$2Al_{IV}^{3+} + Al_{VI}^{3+} = Nb^{5+} + 2Be^{2+}$ (muscovit)
$3Al^{3+} = Nb^{5+} + 2(Mg, Mn)^{2+}$ (mice)
$(Fe, Mg)^{2+} + Al^{3+} = Nb^{5+}$ (turmalină, granat)
$Ti^{4+} + Mg^{2+} = Nb^{5+} + Li^{+}$ (biotit)

În pegmatitele provinciei Carpatice, niobiul formează minerale proprii (columbit) sau se dispersează izomorf în structura mineralelor principale și accesorii ale acestor roci. Datele analitice obținute de noi arată că mineralele concentratoare de niobiu sunt micele (tabelele 73 și 82). În pegmatitele din munții Plopiș, niobiul se concentrează și în rutil: 250 ppm (Strusievicz și Elisabeta Strusievicz, 1985). În biotitele analizate, conținutul de niobiu variază între 41 și 106 ppm, valori care se încadrează între cele determinate de Znamenski și colab. (1971) pentru biotitul pegmatitelor câmpului Mamsk din Siberia: 33-162 ppm.

Comparativ cu aceste valori, Liahovici (1972) indică pentru biotitul din pegmatite un conținut mediu de 204,9 ppm Nb.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 93

Niobiul în pegmatite şi valorile coeficientului de concentrare (k)

Localizare	Tipul de pegmatite	Nb (ppm)	k_{Nb}	Autori
A. Pegmatite neproductive (feldspatice; micafere)				
1. Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare*				
Crişeni	Feldspatice	10	0,5	
Valea Iara	Feldspatice	24	1,2	
	Feldspatice (+ biotit)	39	1,9	
	Micafere	32	1,6	
2. Subprovincia pegmatitică Getică				
Negovanu	Feldspatice(+ muscovit)	30	1,5	Apostoloiu şi Arion (1981)
3. Rusia de sud	Feldspatice	41,9	2,1	Melentiev şi colab. (1971)
4. Asia Centrală	Feldspatice	18-68	0,9-0,4	Kuzimenko (1976)
5.Pala–California	Feldspatice	<4-16	<0,2-0,8	Kleck şi Foord (1999)
B. Pegmatite cu metale rare				
Siberia	Spodumenice (+ Ta)	94,3	4,7	Filippova (1971)
	Aplit-pegmatite	61,2	3,4	Zagorski şi Kozneţova (1990)
	Bifeldspatice	30,8	1,5	
	Albitice	64,0	3,2	
	Albit - spodumenice	154,7	7,7	
În general	U + TR	30,7-384,4	1,5-19	Kuzimenko şi Hvostova (1976)
	Nb + Y	41,9-1386,5	2,1-69	
	Be + Ta + Li	6,9-125,8	0,3-6	
	Complexe	6,9-164,2	0,3-8	
	Ta + Li	20,9-118,8	1-6	
În general	TR	53-1280	2,6-64	Černý (1992)
	Be	8-260	0,4-13	
	Complexe	8-213	0,4-10	
	Lepidolit	25-155	1,2-8	
	Albit - spodumenice	44-150	2,2-7	

* Analist Alla Zămârcă (IGR-Bucureşti).

Prin muscovitizarea biotitului, niobiul se acumulează în muscovit, unde substituie aluminiul. Datele analitice obţinute de Znamenski şi colab. (1971) arată un conţinut mai ridicat de niobiu în biotitul din pegmatitele de origine magmatică (x=106 ppm), comparativ cu biotitul pegmatitelor metamorfice (x=36 ppm). Distribuţia geochimică a niobiului în muscovitul pegmatitelor provinciei Carpatice evidenţiază un domeniu larg de variaţie, cuprins între 22 şi 135 ppm, cu o medie de 75,5 ppm. Valorile mai scăzute au fost determinate în muscovitul format prin substituţia feldspaţilor potasici, iar conţinuturile mai ridicate caracterizează muscovitul zonelor de albitizare. Media obţinută de noi este destul de apropiată de cea calculată de Rudovskaia (1964) pentru conţinutul de niobiu al muscovitului din

pegmatitele situate în vestul peninsulei Kola: 83,19 ppm. Comparativ cu aceste valori, muscovitul pegmatitelor în care sunt prezente minerale de niobiu şi tantal conţine mai mult niobiu: 410 ppm (Odikadze, 1967). În turmalina din pegmatitele regiunii de la nord de Muntele Mic (subprovincia pegmatitică Getică), s-au determinat conţinuturi de niobiu cuprinse între 10 şi 18 ppm (Hann, 1987), mult mai ridicate decât cele prezente în turmalina din pegmatitele de la Crişeni (subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare): 3 ppm (Iosof şi colab., 1975). Conţinuturi scăzute de niobiu sunt caracteristice şi pentru feldspaţii din pegmatitele subprovinciei Gilău - Muntele Mare: 3-4,2 ppm.

Un număr de cinci analize spectrale de niobiu efectuate pe cuarţul din pegmatitele subprovinciei Gilău - Muntele Mare (analist Alla Zămârcă) au dat valori cuprinse între 5,5 şi 7 ppm Nb, în deplină concordanţă cu conţinutul de 4,9 ppm Nb prezentat de Liahovici (1972) pentru cuarţul pegmatitic.

Distibuţia geochimică a elementelor minore în mineralele pegmatitelor provinciei carpatice scoate în evidenţă următoarele aspecte:

– elementele minore prezintă în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice conţinuturi care nu depăşesc valorile limită de acumulare izomorfă;

– conţinuturile elementelor minore din mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice sunt caracteristice pegmatitelor de origine metamorfică;

– concentrarea Ba (ion compatibil), Pb şi Rb (ioni incompatibili) în feldspaţii potasici şi a Sr (ion compatibil) în plagioclazi;

– acumularea Be în muscovit şi preferinţa acestui metal rar pentru structura plagioclazilor, comparativ cu cea a feldspaţilor potasici;

– rolul micelor în captarea Sn şi a Li;

– importanţa granaţilor în acumularea unor lantanide: Y > Yb > La, a Zr şi a Ge;

– rolul biotitului în concentrarea unui număr mare de elemente minore, în următoarea ordine: Li> Sn > Co > Zn > Ni > Sc > Cr > Nb > Cu;

– valori destul de ridicate ale coeficientului de concentrare (*k*) pentru Sn, Co, Ga, Sc, Zn în turmalină;

– corelaţia OH – B în mice;

– utilizarea B din cuarţ ca indicator genetic;

– posibilitatea redusă de substituţie a K de către Pb în mice;

– conţinuturi scăzute de Li, B, Co, Sn în feldspaţi;

– afinitatea geochimică a V, Sc, Cr pentru Fe şi Mg biotitului şi al granaţilor;

– preferinţa B şi a Ga pentru structura albitului în parageneza albit + feldspat potasic;

– acumularea maximă a elementelor minore în mineralele pegmatitelor provinciei Carpatice are loc astfel: Li, Co, Ni, Cr, Nb, Cu, Zn, V în biotit; Be, Ga, Sn, B în muscovit; TR, Zr, Ge, Sc în granaţi; Rb, Pb, Ba în feldspaţii potasici.

– conţinutul în elemente minore este mai ridicat în mineralele fazelor finale ale pegmatitogenezei.

Scanned with OKEN Scanner

4. GEOTERMOMETRIA PROVINCIEI PEGMATITICE CARPATICE

În acest capitol sunt tratate probleme privind aplicabilitatea metodelor geochimice de cercetare geotermometrică a pegmatitelor şi a rocilor metamorfice în care acestea sunt localizate. Criteriile geochimice utilizate de noi pentru aprecierea temperaturii au la bază: legătura coeficientului răspândirii unor elemente chimice între două minerale coexistente de temperatura lor de formare şi dependenţa dintre capacitatea deosebită a unor elemente chimice de a pătrunde izomorf în structura mineralelor şi temperatura de formare a acestora.

4.1. Geotermometrul bifeldspatic

Pe baza a numeroase date experimentale, Barth (1956) a arătat că sodiul, care este exprimat sub formă de molecule de albit, se poate distribui atât în plagioclazi cât şi în feldspatul alcalin în funcţie de temperatură. În diagrama construită de acest autor, dacă se cunoaşte compoziţia feldspaţilor dată de valoarea coeficientului *k* (moli Ab în Or/ moli Ab în An), se poate stabili temperatura de cristalizare a acestora. Metoda a fost confirmată şi îmbunătăţită ulterior de alte diagrame, prezentate de Barth (1962, 1968), Riabcikov (1965), Orville (1963), Seck (1971), Green şi Usdansky (1986), Furhman şi Lindsley (1988) etc.

Conform rezultatelor obţinute de noi cu ajutorul diagramei Barth (1956), microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice s-a format la temperaturi cuprinse între 550 şi 440^{0}C (tabelul 94, fig.157). Demn de menţionat este faptul că temperatura maximă de formare a microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice este mai mică decât valoarea de 600^{0}C, până la care se consideră că se poate aplica geotermometrul Barth.

Seck (1971) a îmbunătăţit geotermometrul bifeldspatic care a fost calibrat cu ajutorul rezultatelor experimentale obţinute prin studiul unor geluri cu compoziţii ternare. Perechile de feldspaţi au rezultat prin reacţia de schimb K-Na – Ca în cadrul topiturilor generate de gelul iniţial. Brown şi Parsons (1981) au con siderat că geotermometrul grafic Seck (1971) a fost calibrat corect deoarece izotermele determinate pe baza datelor experimentale se finalizează pe dreapta k_D=1.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 94

Temperatura de formare a microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice

Localizare	Ab în feldspații alcalini	Ab în plagioclazi	k_D	Temperatura (°C)	
				Barth	Seck
Subprovincia pegmatitică Preluca					
Valea Pleşii	16,1	82,1	0,19	470	~400
Filonul Ciungi	15,1	79,2	0,19	470	~390
Dealul Copalnic	18,2	78,6	0,23	510	450
Subprovincia pegmatitică Rodna					
Valea Scărişoara	16,3	82,3	0,20	480	~400
Pascaru	17,8	79,9	0,22	500	450
Făget	13,1	83,8	0,16	440	~375
Valea Caselor	17,5	79,1	0,22	520	~425
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare					
Crişeni	14,4	81,3	0,18	475	~400
Valea Iara	20,1	76,3	0,26	540	~475
Valea Vinţu	15,0	82,5	10,18	460	~400
Valea Ursului	17,8	79,9	0,22	500	~425
Subprovincia pegmatitică Getică					
Cataracte	15,6	74,6	0,21	490	~390
Balu	18,8	84,5	0,22	500	450
Manăileasa	15,7	74,7	0,21	490	~400
Conţu	21,1	77,9	0,27	550	~500

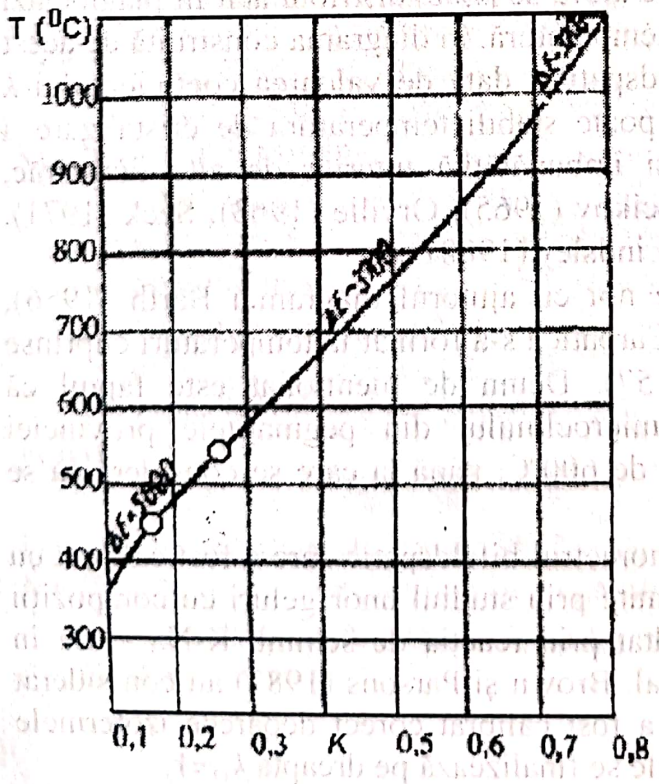


Fig. 157. Geotermometrul bifeldspatic (diagrama Barth). Sunt redate valorile minimă şi maximă a temperaturilor de cristalizare a microclinului din pegmatitele provinciei Carpatice.

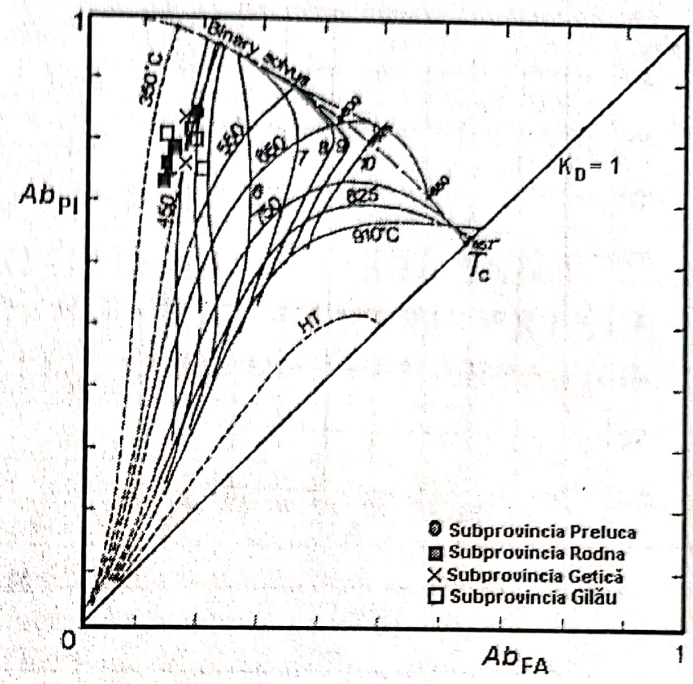


Fig. 158. Geotermometrul bifeldspatic (diagrama Seck) pentru microclinul din pegmatitele provinciei Carpatice.

Valorile Ab_{Pl} şi Ab_{FA} calculate pentru perechile de feldspaţi din pegmatitele provinciei Carpatice au dat temperaturi de cristalizare mai scăzute decât cele determinate grafic cu ajutorul geotermometrului Barth (fig. 158; tabelul 94).

Trebuie însă menţionat că modelele geotermometrice propuse de Seck (1971) şi Elkins şi Growe (1992) nu au ţinut cont de starea de ordonare a feldspaţilor obţinuţi experimental, deoarece creşterea valorilor gradului de ordonare Al-Si în feldspaţi ar putea determina o lărgire a curbelor solvus (Kroll şi colab., 1993).

În tabelul 95 se prezintă temperatura de formare a microclinului din diverse pegmatite calculată cu diagramele Barth (1956, 1962), Orville (1963), Riabcikov (1965), Seck (1971).

Tabelul 95

Temperaturile de formare a microclinului pegmatitic

Localizare	T (^{0}C)	Diagrame	Autori
Provincia pegmatitică Carpatică (PPC)	550... 440	Barth (1956) Seck (1971)	
Pegmatite micafere (în general)	520... 460	Barth (1956)	Nikonorov şi Mihailov (1964)
Andhra Pradesh (India)	575... 300	Barth (1956)	Babu (1969)
Câmpul Mamsk (Siberia)	520... 460	Riabcikov(1965)	Magakon (1971)

Conform datelor obţinute cu ajutorul diagramei sistemului Or – Ab (Barth, 1962; Orville, 1963), plagioclazii din pegmatitele provinciei Carpatice s-au format la temperaturi cuprinse între 675 şi 405^{0}C (tabelul 96, fig. 159).

Scanned with OKEN Scanner

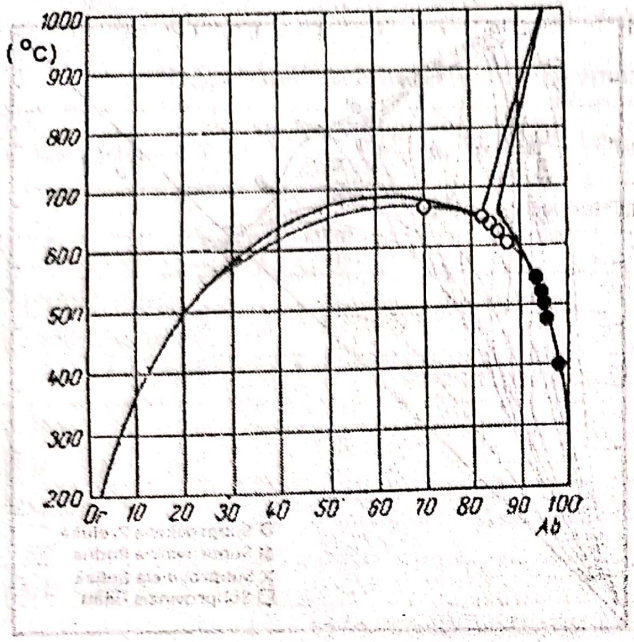


Fig. 159. Diagrama Barth-Orville pentru determinarea temperaturii de cristalizare a albitului (●) şi a oligoclazului (○) din pegmatitele provinciei Carpatice.

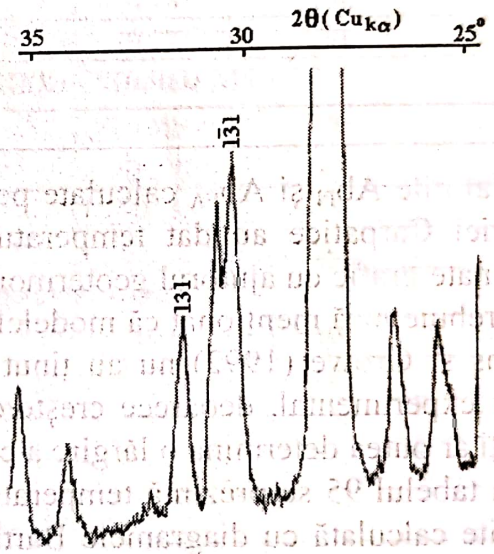


Fig. 160. Difractograma albitului (2θ=25-35°) din corpul pegmatitic Între Rebre (subprovincia pegmatitică Rodna).

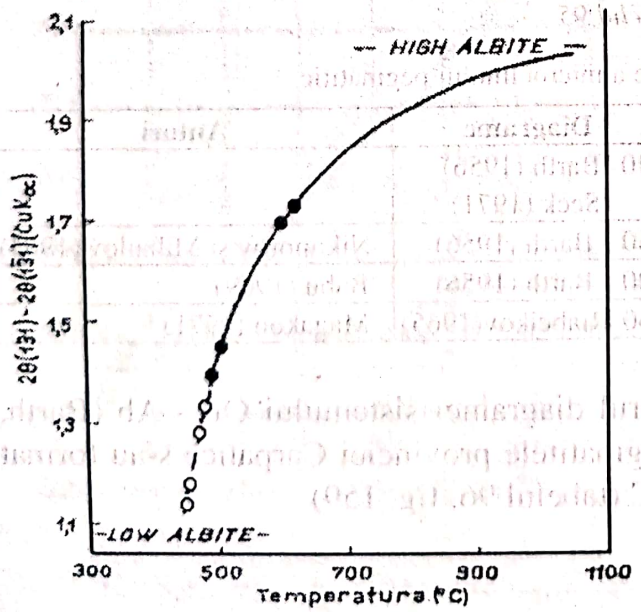


Fig. 161. Diagrama dependenţei valorilor $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}31)}$ ale albitului (○) şi oligoclazului (●) din pegmatitele provinciei Carpatice de temperatură.

Tabelul 96

Temperatura de cristalizare a plagioclazilor din pegmatitele provinciei Carpatice

Proba	Localizare	Ab (%)	T (^{0}C)
1. Diagrama Barth - Orville			
Subprovincia pegmatitică Preluca			
Albit Ab-440	Valea Domoşei	94,5	500
Albit Ab-421	Valea Arşiţei	92,2	550
Oligoclaz Fp-435	Filonul Ciungi	83,2	650
Subprovincia pegmatitică Rodna			
Albit Ab-32	Între Rebre	96,4	480
Albit Ab-58	Între Rebre	91,8	550
Albit Ab-444	Valea Caselor	93,1	520
Oligoclaz Fp-6	Între Rebre	82,8	650
Oligoclaz Fp-337	Pascaru	86,1	630
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare			
Oligoclaz Fp-559	Valea Vinţei	77,9	600
Oligoclaz Fp-561	Valea Hărmăneasa	70,7	675
Oligoclaz Fp-520	Pârâul Ursului	83,3	652
Albit Ab-558	Valea Mică	92,3	555
Albit Ab- 535	Pârâul Ursului	92,2	555
Albit FNa-54	Crişeni	98,2	405
Subprovincia pegmatitică Getică			
Albit Ab-2	Tâlva	87,1	620
Albit Ab-571	Voislova	88,7	625
Albit Ab-33	Pârâul Sărăcin	94,4	500
Albit Ab-17	Pârâul Conţu	93,3	520
Albit Ab-23	Pârâul Conţu	93,7	518
Oligoclaz Fp-31	Pârâul Sărăcin	83,2	650
Oligoclaz 1	Tâlva	85,2	640
2. Diagrama MacKenzie			
Proba	Localizare	$2\theta_{(131)} - 2\theta_{(131)}$	T (^{0}C)
Oligoclaz Fp - 435	Filonul Ciungi	1,73	645
Fp - 337	Pascaru	1,71	635
Fp - 559	Valea Vinţei	1,40	520
Fp - 561	Valea Hărmăneasa	1,75	670
Fp - 31	Pârâul Sărăcin	1,73	645
Albit Ab - 421	Valea Arşitei	1,36	490
Ab - 440	Valea Domoşei	1,11	450
Ab - 58	Între Rebre	1,14	460
Ab - 571	Voislova	1,30	485

Scanned with OKEN Scanner

Se remarcă temperaturile de cristalizare mai ridicate ale oligoclazului comparativ cu cele determinate pentru albit (LA). Condiţiile în care s-au format plagioclazii sunt confirmate în mare parte şi de corelaţia dintre valorile $2\theta_{(131)}$ - $2\theta_{(131)}$ (fig. 160) şi temperatură (MacKenzie, 1957; tabelul 96, fig. 161).

Pentru verificarea datelor geotermometrice obţinute prin metoda Barth, unii autori (Krîlova, 1962; Nikonorov şi Mihailov, 1964) au utilizat metoda clasică - bazată pe studiul incluziunilor fluide din microclin şi din mineralele cu care acesta se asociază. Din examinarea datelor prezentate în tabelul 97 se remarcă valori destul de apropiate ale temperaturilor de cristlalizare a feldspaţilor asociaţi cu cuarţul din pegmatite.

La noi în ţară, Pomârleanu (1971) a prezentat un interval larg de decrepitare a incluziunilor fluide din microclinul pegmatitic, cuprins între 520 şi 310^{0}C, cu un maxim situat între 500 şi 420^{0}C.

Tabelul 97

Temperatura de formare a feldspaţilor şi a cuarţului din pegmatite

Nr.probă	Diagrama Barth (feldspaţi)		Metoda omogenizării (cuarţ)
	k_D	T (^{0}C)	T (^{0}C)
5520	0,20	480	490...350
5386	0,21	500	510...310
5387	0,23	510	510...330
5667	0,31	585	530...370

4.2. Diagrama de fază muscovit - paragonit

Conform diagramei de fază în domeniul subsolidus pentru sistemul muscovit - paragonit, elaborată de Eugster şi Yoder (1965), dacă se cunosc valorile procentuale de K_2O şi Na_2O şi se calculează cantitatea de paragonit (mol %) din muscovit, se poate determina temperatura de cristalizare a muscovitului (fig.162). Această diagramă a fost utilizată frecvent în determinările geotermometrice, atât pentru muscovitul din pegmatite, cât şi din unele roci metamorfice. Astfel, Ciainikov (1966) a calculat că temperatura de formare a muscovitului din diverse pegmatite granitice din lume, evaluată după conţinutul de paragonit în muscovit, variază între 580 şi 280^{0}C. În România, Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968) au stabilit că muscovitul din unele pegmatite ale provinciei Carpatice s-a format la temperaturi cuprinse între 450 şi 295^{0}C. Temperatura de cristalizare a muscovitului pegmatitic a mai fost stabilită cu acest geotermometru şi de Babu (1969), Kotov şi colab.(1969), Henley (1970), Murariu şi Maria Dumitrescu (1976), Murariu (1979), Murariu şi colab. (1988, 1990, 1998a, 1999a), Mârza şi colab. (1988), Ungureanu şi Murariu (1991).

Scanned with OKEN Scanner

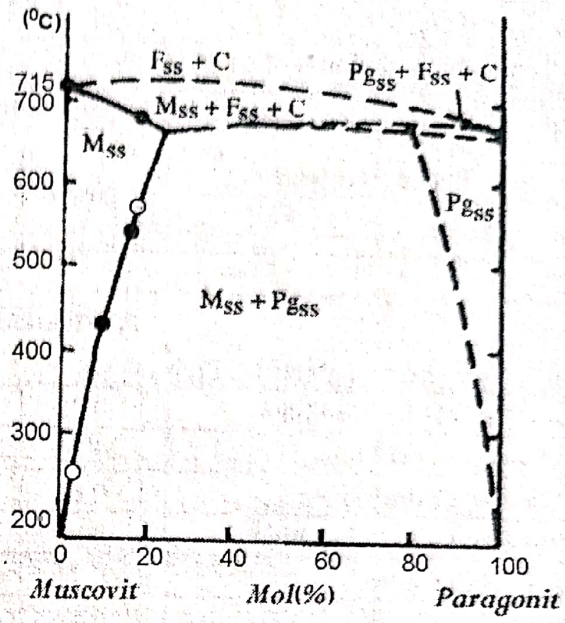


Fig. 162. Diagrama muscovit - paragonit (Eugster şi Yoder) pentru muscovitul din pegmatitele (○) şi din metamorfitele (●) provinciei Carpatice. Sunt redate valorile minimă şi maximă ale temperaturilor de cristalizare.

Datele prezentate în tabelul 98 scot în evidenţă faptul că muscovitul din pegmaţitele provinciei Carpatice a cristalizat într-un interval larg de temperatură, cuprins între 580 şi 250^{0}C.

În corpul pegmatitic Între Rebre din subprovincia Rodna, temperatura de cristalizare a muscovitului din zona marginală este mai ridicată (430^{0}C) decât cea a muscovitului din zona intermediară (420^{0}C). Unele temperaturi mai scăzute caracterizează muscovitul concrescut cu biotit precum şi cel depus pe fisuri.

Muscovitul din pegmatitele localizate în granitoidul de Vinţa (subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare) s-a format la o temperatură mai mare (560^{0}C) decât muscovitul pegmatitelor localizate în metamorfitele seriei Baia de Arieş (448^{0}C). Între valorile determinate de noi se situează temperaturile de cristalizare a muscovitului din pegmatitele Siberiei (520...390^{0}C), ale Scutului Baltic (500...345^{0}C), ale statului canadian Manitoba (480...392^{0}C), ale districtului Pala – California (480...350^{0}C) calculate de noi pe baza analizelor chimice prezentate de Şmakin (1971), Salie şi Glebovitki (1976), Zagorski şi Kuznetova (1990), Anderson şi colab (1998), Bevans şi Černý (1998), Kleck şi Foord (1999). Menţionăm, de asemenea, şi temperatura de formare a muscovitului din zonele larg cristalizate ale pegmatitelor de la Dúbravá (Munţii Tatra) deduse din analizele prezentate de Štefaniá Dávidová (1998): 404...470^{0}C (tabelul 99).

Muscovitul din micaşisturile şi paragnaisele în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice s-a format, conform diagramei de fază pentru sistemul muscovit - paragonit, la temperaturi cuprinse între 540 şi 424^{0}C (tabelul 98), apropiate temperaturilor caracteristice cristalizării muscovitului pegmatitic. Rezultatele obţinute de noi pe baza diagramei muscovit - paragonit (Eugster şi Yoder, 1955) sunt comparabile cu temperaturile determinate de Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968) cu ajutorul metodei omogenizării fazelor din incluziunile fluide ale muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice (443...386^{0}C).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 98

Temperatura de formare a muscovitului din pegmatitele şi din metamorfitele provinciei Carpatice

Proba, localizare	Conţinutul în muscovit (%)			T (°C)	
	Na_2O	K_2O	Paragonit	Eugster şi Yoder (1955)	Guidotti şi colab.(1994)
1	2	3	4	5	6
A. Muscovit din pegmatite					
1. Subprovincia pegmatitică Preluca					
Ms-396 Coasta lui Mihai	0,72	10,80	9,1	425	425
Ms-423 Valea Pleşii	0,72	9,47	10,3	450	450
Ms-410 Codrul Butesei	0,66	9,97	9,1	425	425
Ms-436 Dealul Copalnic	0,80	9,73	11,1	470	530
1. Filonul Ciungi	0,71	8,50	11,3	475	560
2. Runcuşoare	0,58	8,19	9,8	438	438
Răzoare*	0,77	10,20	10,3	450	450
2. Subprovincia pegmatitică Rodna					
Ms-101 Între Rebre	0,68	9,80	9,5	430	430
Ms-126 Tarniţa Scărişoarei	0,92	10,11	12,2	490	575
Ms-131 Izvorul Iepei	0,66	9,48	9,4	425	425
Ms-144 Pascaru	0,71	10,20	9,5	430	430
Ms-165 Scărişoara	0,60	9,85	8,3	410	410
Ms-205 Între Rebre	0,66	10,11	8,9	420	420
Ms-336 Pascaru	0,53	8,90	8,2	405	405
Ms-454 Valea Caselor	0,47	8,97	7,3	375	375
Ms-456 Făget	0,66	8,85	10,0	445	445
Valea Rebra*	0,60	11,20	7,5	389	389
3. Subprovincia pegmatitică Gilău – Muntele Mare					
Ms-556 Valea Mică	1,40	10,10	17,3	560	650
Ms-560 Valea Mică	0,71	9,46	10,2	448	448
Ms-473 Tina Dumitreasa	0,76	9,48	10,8	485	520
Ms-535 Pârâul Ursului	0,46	10,40	6,3	360	360
1528 Valea Şoimului	0,45	10,15	6,1	350	350
1572 Valea Calului	0,52	9,60	7,3	375	375
Crişeni** M 7.1	0,35	10,05	5,1	330	330
M 14.1	0,16	10,51	2,2	250	250
M 11.24	0,37	10,20	5,3	335	335
M 16.28	0,51	10,21	7,1	375	375
4. Subprovincia pegmatitică Getică					
a) Munţii Semenic – Ţarcu – Muntele Mic ***					
Valea Ogaş	0,80	9,70	10,7	480	518
Pârâul Dobrotin	1,00	9,90	13,2	510	580

Tabelul 98 (continuare)

1	2	3	4	5	6
Dealul Râpi	0,90	9,90	12,1	485	570
Dealul Curcan	0,90	8,70	8,6	415	415
b) Munţii Lotru					
C Cataracte	0,44	10,40	5,9	348	348
S Pârâul Sărăcin	1,45	10,10	17,3	580	650
c) Munţii Cibin (Câmpul pegmatitic Conţu)					
Ms-17 Complexul albit-spodumenic	0,60	9,84	8,3	410	410
Ms-18 Complexul cuarţ-muscovitic	0,66	10,11	8,9	420	
Ms-30 Complexul cuarţ-feldspatic	0,80	9,78	11,1	470	530
B. Muscovit din metamorfitele înconjurătoare pegmatitelor					
1. Seria Baia de Arieş					
mM-432 Valea Domoşei	0,74	10,70	9,5	430	430
1470 Runcuşoare	0,73	10,71	9,2	425	425
1622 Valea Mică	1,10	9,00	15,5	538	650
2. Seria Rebra					
mM-343 Valea Rebra	0.90	8.10	14.4	525	580
mM-385 Galeria Guşet	0,95	9,61	13,0	510	560
3. Seria Sebeş – Lotru					
mM-16 Pârâul Conţu	1,60	9,61	16,0	540	655

*Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1968); ** Analize cu ME (Stumbea 1998); *** Hann (1987).

În tabelul 99 se prezintă temperatura de formare a muscovitului pegmatitic calculată cu diagrama Eugster şi Yoder (1955).

Tabelul 99

Temperatura de formare a muscovitului pegmatitic (Diagrama Eugster şi Yoder, 1955)

Localizare	**Intervalul de variaţie a temperaturii (^{0}C)**	**Autori**
1	2	3
1. Provincia pegmatitică Carpatică		
Subprovincia Preluca	475 ... 425	Murariu şi Maria Dumitrescu (1978)
Subprovincia Rodna	490 ... 375	Murariu (1979)
Subprovincia Gilău	560 ... 250	Stumbea (1998)
	350	Mârza şi colab (1988)
Subprovincia Getică :		
- pegmatite feldspatice, micafere	560 ... 348	Hann (1987)
	560 ... 340	
- pegmatite albit - spodumenice	470 ... 410	

Tabelul 99 (continuare)

1	2	3
2. Câmpul pegmatitic Mamsk		
Zone pegmatoide	510 ... 490	Şmakin (1971)
Zone cuarţ-muscovitice	500 ... 390	
Zone de albitizare	520	
Zone de fisuri	500	
3. Scutul Baltic		
Pegmatite micafere	420 ... 345	Salie şi Glebovitki (1976)
Pegmatite cu metale rare	500 ... 380	
4. Siberia		
Aplit-pegmatite	504 ... 538	Zagorski şi Kuznetova (1990)
Bifeldspatice	495 ... 392	
Albitice	570 ... 389	
Albit-spodumenice	478 ... 340	
5. Dúbrava – Munţii Tatra		
Zone larg criatalizate	470 ... 404	Štefania Dávidová (1998)
6. Manitoba		
Bernik Lake	475 ... 450	Anderson şi colab (1998)
Greer Lake	480 ... 392	Jobin-Bevans şi Černý (1998)
7. Pala – California	480 ... 350	Kleck şi Foord (1999)

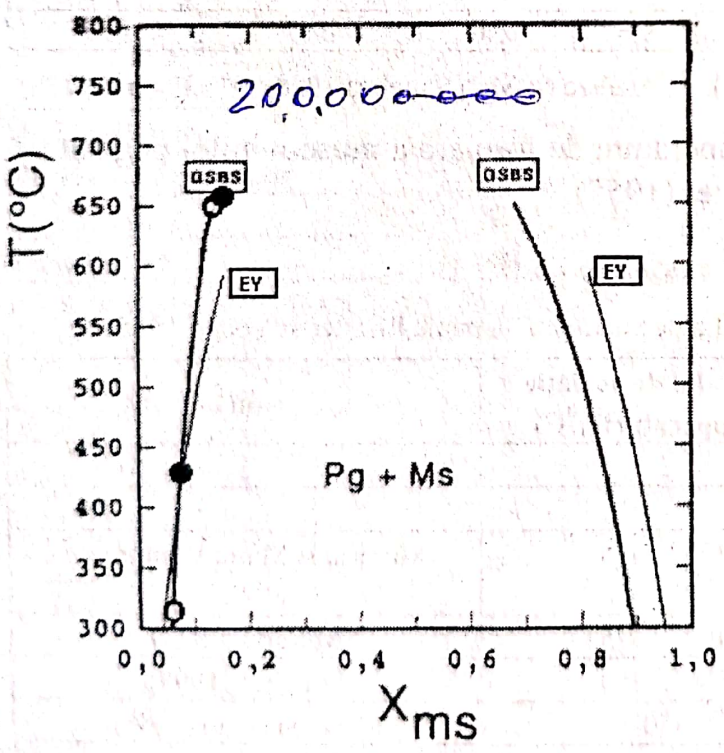


Fig. 163. Diagrama muscovit - paragonit (Guidotti şi colab.) pentru muscovitul din pegmatitele (○) şi din metamorfitele (●)provinciei Carpatice. Sunt redate valorile minimă şi maximă ale temperaturilor de cristalizare.

Studii mai noi elaborate de Guidotti şi colab. (1994) au condus la realizarea unui nou model de calcul al curbei solvus pentru sistemul muscovit - paragonit (fig.163) luând în considerare o serie de factori care pot influenţa forma şi lărgimea

Scanned with OKEN Scanner

curbei solvus: dificultăţile de analiză a sodiului şi potasiului; prezenţa cationilor Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}; efectele condiţiilor de temperatură şi presiune asupra echilibrului final. Curba solvus este influenţată de presiune numai la valori ridicate (mai mari de 8 kbari). Din această cauză, Guidotti şi colab. (1994) consideră că numai efectele temperaturii sunt importante asupra curbei solvus la presiuni mai mici decât cele menţionate.

4.3. Geotermometrul echilibrului granat + biotit

Studiul paragenezei granat + biotit din rocile diverselor faciesuri ale metamorfismului regional i-a permis lui Frost (1962) să stabilească o dependenţă între magnezialitatea şi temperatura de criatalizare a acestor minerale. În acest sens, s-a pus în evidenţă faptul că o dată cu intensificarea gradului de metamorfism are loc şi o creştere a magnezialităţii perechii granat + biotit. În urma unor studii detaliate asupra distribuţiei geochimice a magnezialităţii între granat şi biotit, dar şi cu ajutorul a numeroase date analitice din literatura de specialitate, Perciuk (1968) a elaborat diagrama corespondenţei de fază a magnezialităţilor pentru echilibrul granat + biotit, în funcţie de temperatură. Demn de menţionat este faptul că valorile coeficienţilor de distribuţie a magnezialităţii pentru granatul în echilibru termodinamic cu biotit sunt – conform datelor experimentale – condiţionate numai de temperatură, iar influenţa presiunii este neglijabilă (Perciuk, 1968). În prezent se cunosc şi alte versiuni ale geotermometrului granat + biotit, unele fiind calibrate pe bază de date analitice, iar altele cu ajutorul observaţiilor experimentale (Ferry şi Spear, 1978; Perciuk şi Lavrenţeva, 1983; Holdaway şi colab, 1988) etc.

Reacţia de schimb dintre granat şi biotit este:

$$\underset{\text{Almandin}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Flogopit}}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} = \underset{\text{Pirop}}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Annit}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}$$

sau $(Fe,Mg)_{Granat} = (Fe,Mg)_{Biotit}$; $K_D = (Mg/Fe)_{Granat}/(Mg/Fe)_{Biotit}$

Acest geotermometru a fost utilizat pentru prima dată la noi în ţară de către Pomârleanu şi Murariu (1975) pentru perechea granat + biotit din paragnaisele şi micaşisturile în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice. Ulterior, metoda a mai fost folosită de Murariu (1979), Kalmár (1994) şi mai recent de Emilia Mosonyi (1999) pentru perechea granat + biotit din micaşisturile şi gnaisele seriei Rebra din Munţii Rodnei şi de Radu şi colab. (1997) pentru perechea granat + biotit din micaşisturile seriei Baia de Arieş din Munţii Preluca (tabelul 100).

Granaţii analizaţi chimic prezintă, în general, o zonare progradă şi s-au format în două faze de blasteză aparţinând evenimentului metamorfic M_2. Efectele de schimbare retrogradă în compoziţia biotitului sunt minime (Holdaway şi colab, 1988). Valorile coeficienţilor proiectaţi în diagrama corespondenţei de fază a

Scanned with OKEN Scanner

magnezialității între granat și biotit (fig.164) arată că temperatura de formare a metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice variază de la 650 la 522^{0}C. Între aceste valori se situează temperaturile de formare a amfibolitelor seriei Rebra din Munții Rodnei determinate de Mosonyi (1998) prin aplicarea geotermometrului hornblendă + granat: 600...550^{0}C. Menționăm, de asemenea, și datele geotermometrice obținute de Radu și colab. (1997) cu ajutorul geotermometrului granat + biotit (relația Perciuk – Lavranțeva, 1983 și programul THERMOCALC 1.1, Powell și Hollan, 1988) pentru micașisturile seriei Baia de Arieș din Munții Preluca (tabelul 100).

Tabelul 100

Magnezialitatea paragenezei granat + biotit și temperatura de formare a metamorfitelor provinciei pegmatitice Carpatice

Localizare	Mg: (Mg+Fe+Mn)		Temperatura (^{0}C)	Autori
	Granat	Biotit		
Seria Rebra (Munții Rodna)				
Valea Rebrișoara	0,11	0,46	540	Murariu (1979)
Galeria Guşet	0,13	0,47	550	
Valea Rebra	0,19	0,56	590	
Valea Rebra			600-450	Mosonyi (1999)
Seria Sebeș - Lotru (Carpații Meridionali)				
Câmpul Conțu – Munții Cibin	0,17	0,42	635	
Negovanu – Munții Lotru	0,18	0,44	640	
Armeniș – Munții Semenic	0,15	0,45	625	Savu și colab.(1967)
Văliug – Munții Semenic	0,14	0,48	600	
Seria Someș				
Măgura Șimleului			579 ... 542	Kalmár (1994)
Seria Baia de Arieș (Munții Preluca)				
Câmpul Copalnic	0,18	0,44	650	
Câmpul Răzoare	0,19	0,54	590	
Formațiunile Răzoare; Preluca Nouă			588 ... 522	Radu și colab.(1997)
Date comparative				
Câmpul pegmatitic Mamsk –Siberia				Magakon, 1971
Biotit + granat din metamorfite			610 ... 490	
Biotit + granat din pegmatite metamorfice			650 ... 570	
Biotit + granat din pegmatite magmatice			700 ... 660	

Datele obținute de noi și de autorii menționați mai sus sunt în deplină concordanță cu temperaturile determinate cu ajutorul acestui geotermometru de Magakon (1971) pentru metamorfitele în care sunt localizate pegmatitele câmpului Mamask din Siberia (tabelul 100). În același timp, temperaturile calculate se încadrează în intervalul care caracterizează, după Winkler (1976), Perciuk (1968), Lazarenko (1979), Miyashiro (1994), faciesul metamorfic al amfibolitelor cu almandin.

Scanned with OKEN Scanner

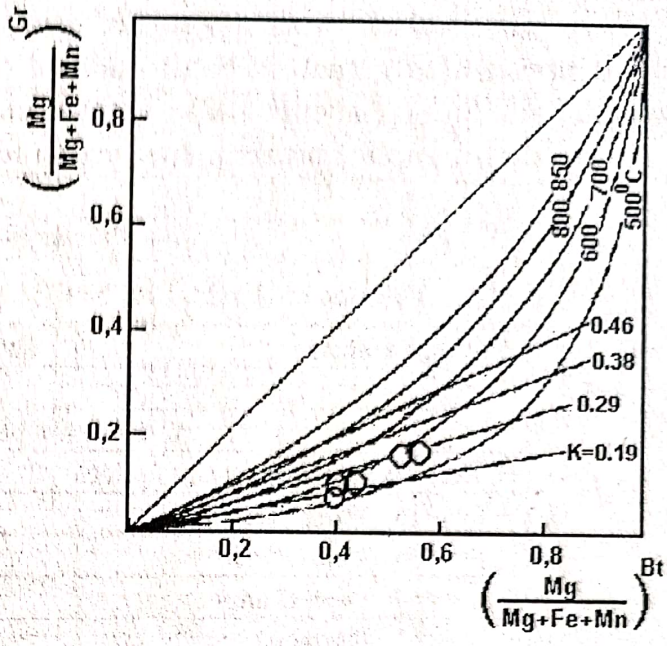


Fig. 164. Geotermometrul echilibrului granat + biotit (diagrama Perciuk).

4.4. Geotermometrul bazat pe corelația dintre valoarea Fe/(Fe+Mg) din biotit în funcție de fO_2 și temperatură

Valorile Fe/ (Fe + Mg) din biotitele analizate (tabelul 101), proiectate în diagrama fO_2 – T (Wonws și Eugster, 1965; fig. 165) arată că biotitele din pegmatitele provinciei Carpatice s-au format la temperaturi cuprinse între 595 și 530°C, mai scăzute decât cele care caracterizează biotitul din metamorfitele - gazdă: 670...595°C.

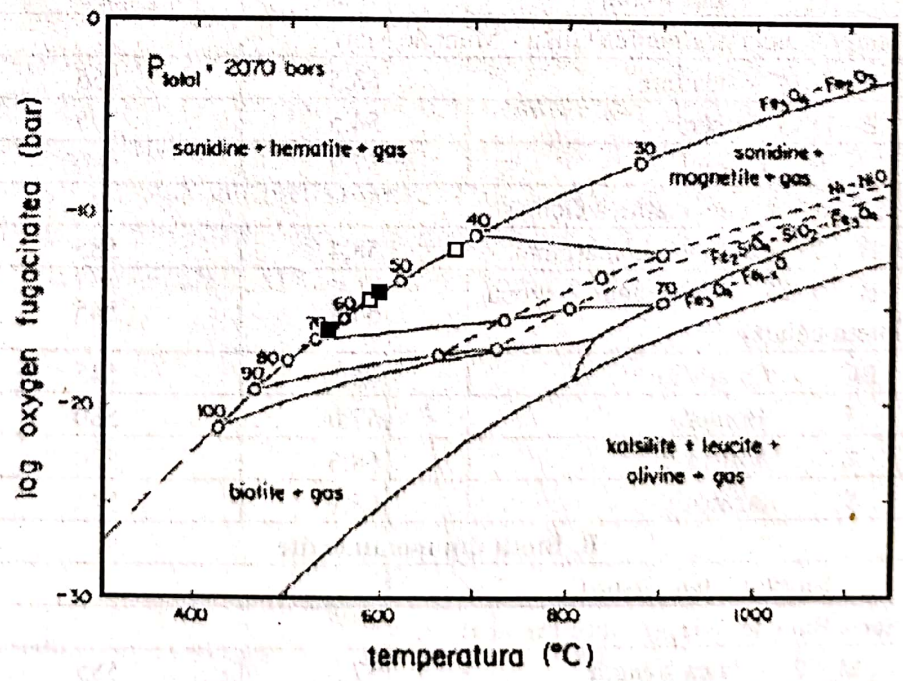


Fig. 165. Diagrama Wones și Eugster (1965) pentru biotitul pegmatitelor (■) și metamorfitelor (□) provinciei Carpatice.

Aceste valori sunt corelate cu temparaturile calculate pe baza geotermometrului granat + biotit (tabelul 100) şi cu ajutorul conţinutului de scandiu din biotit (tabelul 102). Trebuie menţionat faptul că utilizarea acestui geotermometru implică prezenţa în sistem a feldspaţilor alcalini şi a magnetitului.

Tabelul 101

Valoarea Fe/(Fe+Mg) din biotit şi temperatura de cristalizare

Proba, localizare	**Fe/(Fe+Mg)**	**Temperatura (^{0}C)**
1	2	3
A. Biotit din pegmatite		
1. Subprovincia pegmatitică Preluca		
B – 418 Valea Pleşii	61,6	554
B – 434 Valea Pleşii	59,5	570
B – 467 Filon Ciungi	66,5	545
2 Răzoare*	62,5	554
2. Subprovincia pegmatitică Rodna		
B – 85 Valea Rebra	65,1	550
B – 91 Scărişoara	68,6	530
B – 141 Scărişoara	69,0	532
B – 351a Între Rebre	68,8	530
B – 351b Între Rebre	66,8	545
B – 381 Scărişoara	68,3	525
B – 396 Pascaru	64,3	560
1* Valea Rebra	70,0	535
Subprovincia pegmatitcă Gilău - Muntele Mare		
B – 510 Valea Iara	63,5	555
B –1143 Crişeni	54,5	595
6* Crişeni	57,9	580
Subprovincia pegmatitică Getică		
B – 20 Conţu (zona marginală)	58,4	585
B– 34 Conţu (zona intermediară)	63,1	545
BC Cataracte	63,7	545
7 Bouţari	57,0	580
8 Voislova	68,6	530
9 Armeniş	65,1	545
B. Biotit din metamorfite		
Biotit din micaşisturi		
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)		
bM – 2 Valea Neagră	57,3	585
Seria Rebra (Munţii Rodna)		
bM – 313 Valea Rebrişoara	53,3	600

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 101 (continuare)

1	2	3
bM – 378 Galeria Guşet	53,7	600
bM – 384 Galeria Paltinul	51,0	620
bM – 1199 Valea Rebra	43,5	670
Seria Sebeş – Lotru		
Munţii Lotru: 1180 Negovanu	56,7	575
bM – 4 Valea Urluieşului	47,7	650
Munţii Semenic**: 2 Văliug	51,6	620
3 Armeniş	54,8	590
4 Armeniş	53,4	600
Biotit din gnaise		
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)		
bG – 433 Valea Pleşii	51,6	610
Seria Sebeş – Lotru (Munţii Cibin)		
bG – 16 Pârâul Conţu	57,9	578

* Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980); ** Savu şi colab. (1967).

4.5. Conţinutul de scandiu în biotit

Pentru evaluarea temperaturii de formare a biotitului şi implicit a pegmatitelor şi a metamorfitelor provinciei Carpatice s-au utilizat şi conţinuturile de scandiu din biotit, care au fost proiectate în diagramele Oftedahl (1943) şi, respectiv, Dagelaiski şi Krîlova (1973). Aceşti autori au remarcat dependenţa dintre conţinutul de scandiu şi temperatura de criatalizare a biotitului şi au calibrat empiric relaţia geotermometrică Sc_{Biotit}:*T* (fig.166 şi 167 *a*, *b*). Condiţiile optime pentru utilizarea acestui geotermometru sunt acelea în care biotitul este singurul mineral melanocrat din rocă. Corelaţia datelor geotermometrice obţinute de noi cu aceste diagrame este evidenţiată cu ajutorul rezultatelor prezentate în tabelul 102.

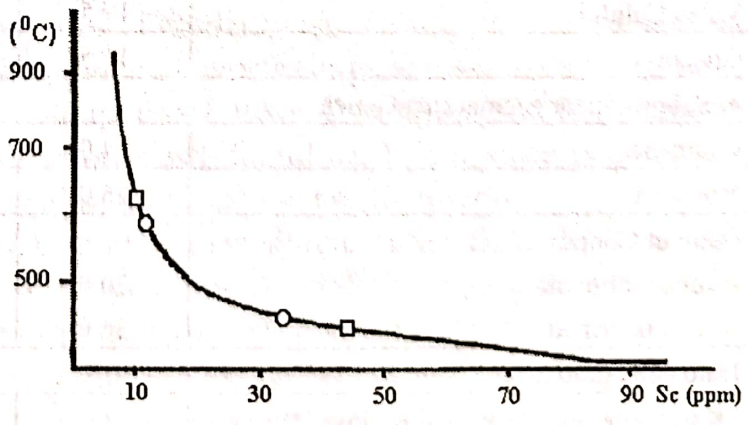


Fig. 166. Scandiul în biotit ca geotermometru (diagrama Oftedahl). Biotit din pegmatitele (○) şi din metamorfitele (□)provinciei Carpatice.

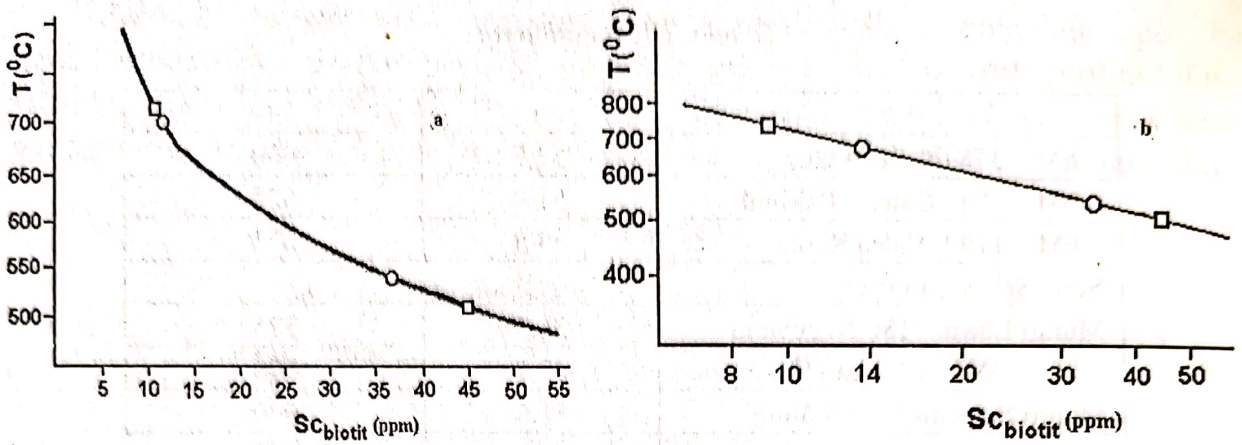


Fig. 167. *a* - Scandiul în biotit ca geotermometru (diagrama Dagelaiski şi Krîlova); *b* - scara logaritmică: biotit din pegmatitele (○) şi din metamorfitele (□) provinciei Carpatice.

Tabelul 102

Scandiul în biotit ca geotermometru

Localizare	Sc (ppm)	Diagrame; temperatura (°C)	
		Oftedahl	Dagelaiski şi Krîlova
1	2	3	4
A. Biotit din pegmatite			
1. Subprovincia pegmatitică Preluca			
Valea Pleşii	22,0	600	610
Runcuşoare	27,0	570	580
Răzoare	13,0	670	675
2. Subprovincia pegmatitică Rodna			
Valea Rebra	25,0	585	590
Pascaru	20,0	610	652
Scărişoara	23,0	600	605
3. Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare*			
Valea Iara	16,0	640	650
Valea Şoimului	23,1	590	600
Valea Calului	19,5	610	620
Crişeni	16,5	635	645
4. Subprovincia pegmatitică Getică			
Cataracte	34,0	560	570
Voislova	25,0	580	590
Câmpul Conţu: – zona marginală – zona intermediară	 29,0 36,0	 575 560	 580 550
Date comparative			
Karelia de Sud (Lobaci şi Krîlova, 1966)	33	565	560

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 102 (continuare)

1	2	3	4
Câmpul Mamsk (Magakon, 1971)			
– pegmatite metamorfice	11-24	700 ... 595	690 ... 600
– pegmatite magmatice	19 ... 52	620 ... 545	630 ... 500
Transbaikalia (Kangur şi Sokolova, 1976)	26,0	575	585
Câmpul Biriusinsk (Glebov, 1971)	20	610	625
Pegmatite (în general; Liahovici, 1972)	38,2	555	545
B. Biotit din roci metamorfice			
1. Biotit din micaşisturi			
Seria Rebra (Munţii Rodna)	22,0	600	610
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)	45,0	550	520
Seria Someş (Masivul Gilău)	24,0	595	600
Seria Sebeş - Lotru (Munţii Semenic)[1]			
– Pârvova	12,0	680	670
– Teregova	18,0	625	630
– Văliug	12,5	675	680
2. Biotit din paragnaise			
Seria Sebeş - Lotru (Munţii Lotru)			
– Pârâul Conţu	35,0	570	565
– Valea Lotru	13,0	670	675
Date comparative			
Metamorfite: Mamsk (Magakon, 1971)	15-34	635 ... 560	660 ... 560
Gnaise (în general; Liahovici, 1972)	47,1	545	510
Şisturi (în general; Liahovici, 1972)	30,6	580	585

[1] Savu şi colab.(1971); * Analist Alla Zămârcă (IGR-Bucureşti).

Temperaturile rezultate din proiectarea conţinuturilor de scandiu din biotit în diagramele autorilor menţionaţi sunt destul de apropiate, fapt care atestă valabilitatea ambelor curbe în aprecierea temperaturii de criatalizare a biotitului. În ansamblu se constată că temperatura de cristalizare a biotitului din pegmatite este cuprinsă între 670...560^{0}C (diagrama Oftedahl) şi 675...550^{0}C (diagrama Dagelaiski şi Krîlova), iar biotitul din metamorfitele-gazdă s-a format la temperaturi situate între 680 şi 550^{0}C (diagrama Oftedahl) şi 680...520^{0}C (diagrama Dagelaiski şi Krîlova). Demn de remarcat este faptul că, în corpurile pegmatitice zonate temperatura de cristalizare a biotitului scade în părţile interne.

După conţinutul de scandiu în biotit, metapelitele seriei Baia de Arieş din Munţii Preluca s-au format la o temperatură de 550^{0}C (diagrama Oftedahl), respectiv 520^{0}C (diagrama Dagelaiski şi Krîlova), comparabilă cu temperaturile calculate de Radu şi colab.(1997) cu ajutorul geotermometrului granat + staurolit (Hodges şi Spear, 1984): 533...531^{0}C. Temperaturile obţinute pentru biotitul din

metamorfitele înconjurătoare pegmatitelor sunt destul de apropiate de valorile calculate cu ajutorul diagramei magnezialității echilibrului granat + biotit. Temperaturile de formare ale biotitelor după conținutul de scandiu pot fi corelate şi cu valorile Fe/(Fe+Mg) proiectate în diagrama fugacității oxigenului (fO_2) şi temperatură (Wones şi Eugster, 1965). În acelaşi timp, temperaturile obținute de noi se situează între limitele stabilite pe cale experimentală de Wones (1963) pentru biotitul sintetic: 760...500^{0}C.

Comportarea scandiului în metamorfismul regional, urmărită de Dagelaiski şi Krîlova (1973), a mai stabilit că valoarea Sc_{Granat}/ Sc_{Biotit} creşte o dată cu gradul de metamorfism (tabelul 103). Pe baza acestor considerente, autorii menționați au propus o nouă diagrama pentru determinarea temperaturii în funcție de conținuturile de scandiu în echilibrul granat + biotit. Rezultatele obținute sunt comparabile cu determinările realizate cu ajutorul conținutului de scandiu în biotit (diagrama Dagelaiski şi Krîlova) şi a magnezialității pentru echilibru granat + biotit (diagrama Perciuk).

Tabelul 103

Scandiul în metamorfismul regional

	Faciesurile metamorfice		
	Epidot – amfibolitic	**Amfibolitic**	**Granulitic**
Sc_{Granat}/Sc_{Biotit}	1,3-2,9 (2,0)	1,0-10,6 (5,07)	5,0-18,4 (9,72)
Sc în biotit (ppm)	26-46	16-48	6-20
Temperatura (^{0}C)			
Sc_{Granat}/Sc_{Biotit}	<400 … 480	<400 ... 705	565... >800
Sc în biotit	520 ... 585	510 ... 725	625... >800
$(Mg:Fe)_{Biotit}$ /$(Mg:Fe)_{Granat}$	410 ... 550	520 ... 710	620 ... 770

4.6. Conținutul de litiu din biotit

Acest geotermometru a fost propus de Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1977) pe baza observațiilor privind corelația pozitivă dintre conținutul de scandiu şi cel de litiu din biotit (fig. 168).

Relația Li_{Biotit} : T (^{0}C) este redată printr-o curbă de regresie logaritmică şi arată creşterea conținutului de litiu din biotit o dată cu scăderea temperaturii (fig. 169). Temperatura de cristalizare a biotitului din pegmatitele şi din metamorfitele provinciei Carpatice obținută cu ajutorul diagramei Li_{Biotit} : T este prezentată în tabelul 104. Se constată că biotitul din pegmatite s-a format la temperaturi mai scăzute decât cele caracteristice biotitului din metamorfite, aspect evidențiat şi cu ajutorul geotermometrului bazat pe corelația dintre valoarea Fe/(Fe+Mg) din biotit în funcție de fO_2 şi temperatură (tabelul 101).

Scanned with OKEN Scanner

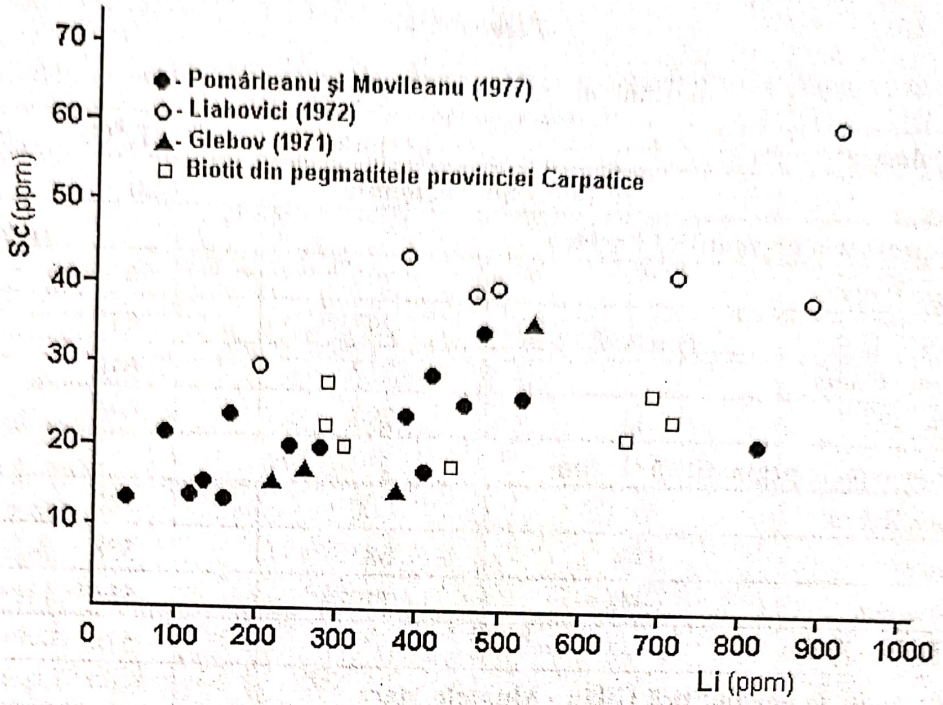


Fig.168. Corelaţia Sc:Li în biotitul din pegmatite.

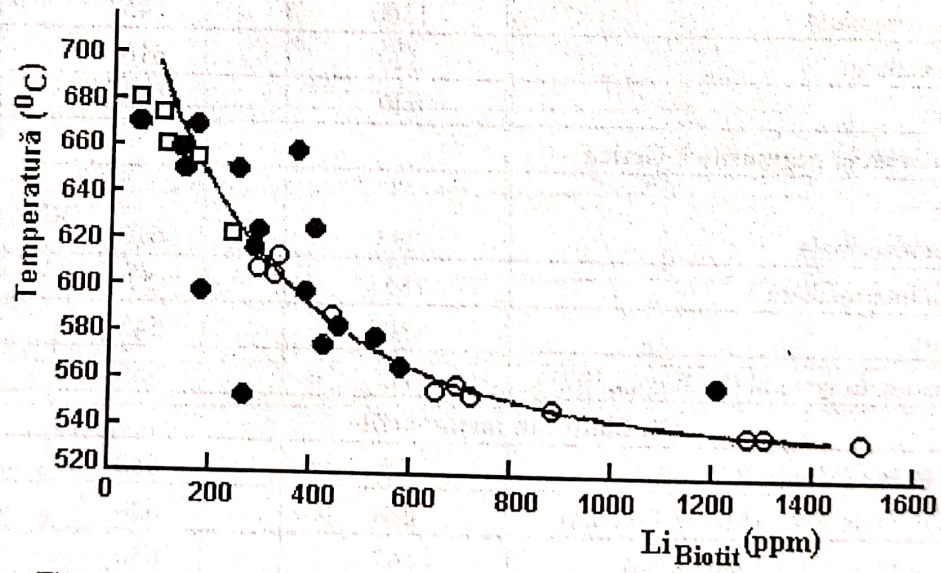


Fig. 169. Litiul în biotit ca geotermometru. Biotit din pegmatitele (○) şi metamorfitele (□) provinciei Carpatice; datele autorilor (●).

4.7. Geotermometrul de schimb granat + amfibol

Conform formulei de calibrare (Ellis şi Green, 1979), temperatura calculată cu acest geotermometru depinde de coeficientul de distribuţie a fierului şi magneziului în echilibrul granat + hornblendă, precum şi de conţinutul în grossular al granatului, pentru care se aplică însă o corecţie. Temperaturile calculate de Mosonyi (1999) cu acest geotermometru pentru echilibrul granat + amfibol din metamorfitele seriei Rebra din Munţii Rodna sunt cuprinse între 637 şi 385°C.

Tabelul 104

Litiul în biotit ca geotermometru

Localizare	Li (ppm)	T(^{0}C)
A. Biotit din pegmatite		
Subprovincia pegmatitică Preluca		
Valea Pleşei	290	620
Runcuşoare	295	615
Filonul Ciungi	212	640
Preluca*	290	620
Subprovincia pegmatitică Rodna		
Valea Rebra	700	560
Pascaru	685	558
Scărişoara	710	555
Valea Rebra*		578
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare		
Valea Iara	1500	540
Valea Soimului	1300	545
Valea Calului	320	610
Crişeni	440	585
Subprovincia pegmatitică Getică		
Conţu: – zona marginală	293	610
– zona intermediară	1854	<520
Bouţari	1300	545
Pegmatite, în general (Liahovici,1971)	897	565
B. Biotit din metamorfite		
Seria Rebra (Munţii Rodnei)	93	680
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)	278	620
Seria Someş (Cristalinul Gilău)	167	650
Seria Sebeş (Munţii Semenic)**		
– Pârvova , zona cu almandin	154	660
– Vîliug, zona cu staurolit + almandin	182	650
– Armeniş, zona cu disten + almandin	138	670
– Armeniş, zona cu sillimanit	126	680
Gnaise, în general (Liahovici, 1972)	66,7	670
Şisturi, în general (Liahovici, 1972)	203,0	575

* Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1980); ** Savu şi colab.(1967).

Condiţiile geotermobarometrice în care s-au format metamorfitele-gazdă ale pegmatitelor provinciei Carpatice sunt prezentate în tabelul 105 şi în fig. 170.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 105

Condiţiile geotermobarometrice pentru metamorfitelecâmpurilor pegmatitice ale provinciei Carpatice

Tipul de geotermometru	Date geotermometrice (^{0}C)	Date geobarometrice (kbari)	Autori
1	2	3	4
Seria Baia de Arieş (Munţii Preluca)			
Muscovit - paragonit: Eugster şi Yoder Guidotti şi colab.	 538 ... 424 650 ... 424	 nd nd	Murariu şi Maria Dumitrescu (1976)
Sc în biotit: Oftedahl Dagelaiski şi Krîlova	 550 520	 nd nd	
Li în biotit: Pomârleanu şi Aurelia Movileanu	552	nd	Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1977)
Granat + biotit: Perciuk Perciuk şi Lavranţeva	 650 ... 590 588 ... 522	 nd 7,6 ... 6,5	Radu şi colab. (1997)
Granat + staurolit Hodges şi Spear	533 ... 522	nd	
THERMOCALC Powel şi Holland	603 ... 600	6,0	
fO_2 / T Wones şi Eugster	610 ... 585	nd	
Seria Rebra (Munţii Rodna)			
Muscovit - paragonit: Eugster şi Yoder Guidotti şi colab.	 525 ... 510 580 ... 560	 nd nd	Murariu (1979)
Sc în biotit: Oftedahl Dagelaiski şi Krîlova	 610 – 560 652 – 570	 nd	Murariu (1979)
Li în biotit: Pomârleanu şi Aurelia Movileanu	600	nd	Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1977)
Granat + biotit Perciuk Ferry şi Spear	590 ... 540 600 ... 450	nd nd	Pomârleanu şi Murariu (1975) Murariu (1979) Mosonyi (1999)
Granat + amfiboli Ellis şi Green	637 ... 485	6,0	Mosonyi (1999)

Tabelul 105 (continuare)

1	2	3	4
Amfibol + plagioclaz			
Blundy şi Holland Perciuk	588 ... 550 ~ 500	nd	Mosonyi (1999)
fO_2 / T Wones şi Eugster	670 ... 600	nd	
Seria Someş (Măgura Şimleului)			
Granat + biotit	579 ... 542	7,2 ... 6,3	Kalmár (1994)
Sc în biotit: Oftedahl Dagelaiski şi Krîlova	 595 600	 nd nd	
Seria Lotru - Sebeş (Carpaţii Meridionali)			
Muscovit - paragonit: Eugster şi Yoder Guidotti şi colab.	 540 655	 nd nd	
Sc în biotit: Oftedahl Dagelaiski şi Krîlova	 712 ... 550 720 ... 520	 nd nd	
Li în biotit: Pomârleanu şi Aurelia Movileanu	570	nd	
Granat + biotit Perciuk	640 ... 635	nd	Pomârleanu şi Murariu (1975)
	600 ... 625	nd	Savu şi colab.(1967)
fO_2 / T Wones şi Eugster	650 ... 575	nd	
Sc în biotit: Oftedahl	708 ... 630	nd	Savu şi colab. (1981)
Plagioclaz + hornblendă Holland şi Blundy	706 ... 549	5	Iancu (2000)
În general	650 ... 600	8 ... 5	Savu (1969)
	700 ... 450	11 ... 4	Savu şi colab. (1978)
	625 ... 610	~5,5	Hârtopanu (1982)
	650	6	Săbău (1995)
	700 ... 580	5,8 ... 6,5	Săbău şi colab. (1995)

Examinarea datelor geotermobarometrice din tabelul 105 arată că formarea metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice a avut

loc la temperaturi cuprinse între 720 şi 424^{0}C şi presiuni de 11 – 4 kbari, caracteristice faciesurilor amfibolitelor cu epidot, respectiv amfibolitic.

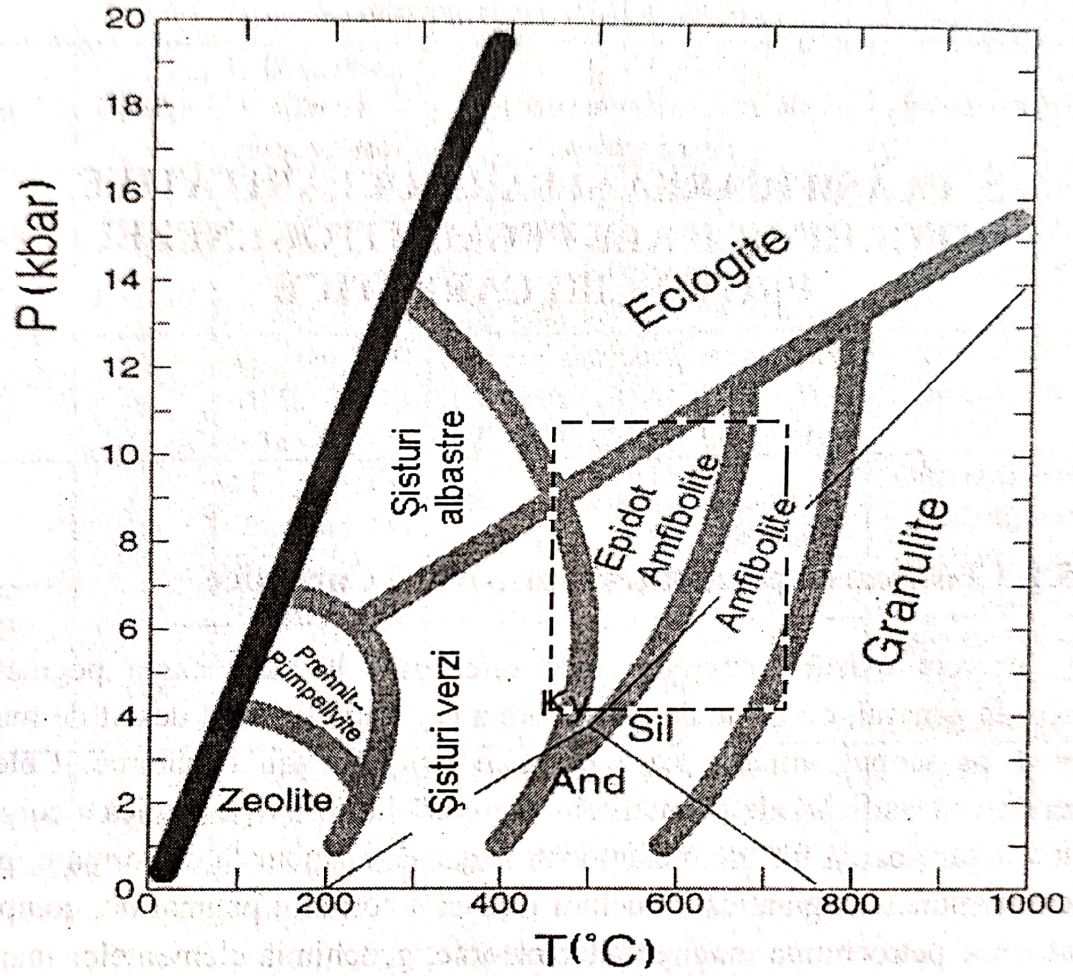


Fig. 170.Condiţiile geotermobarometrice ale metamorfitelor în care sunt localizate pegmatitele provinciei Carpatice (după Spear, 1993).

Scanned with OKEN Scanner

5. CLASIFICAREA ŞI PARTICULARITĂŢILE GEOCHIMICE ALE PEGMATITOGENEZEI PROVINCIEI CARPATICE

5.1. Clasificarea pegmatitelor provinciei Carpatice

În prezent există numeroase date referitoare la clasificarea pegmatitelor *granitice*. În general, criteriile de clasificare a pegmatitelor sunt destul de multiple şi depind de scopul urmărit, care poate fi ştiinţific sau economic. Cele mai reprezentative clasificări ale pegmatitelor se referă la: forma geologică a corpurilor pegmatitice, dispoziţia faţă de metamorfitele-gazdă, adâncimea de formare, poziţia faţă de intruziunea magmatică, structura internă a corpului pegmatitic, compoziţia mineralogică, petrochimia magmatitelor paterne, geochimia elementelor majore şi minore, cadrul geologic structural, geneza pegmatitelor. Acestora li se adaugă şi o serie de criterii mixte de clasificare, cum sunt: criterii geochimice + genetice; criterii mineralogice + genetice; adâncimea de formare + criterii geochimice, mineralogice, economice etc.

Principalele aspecte ale clasificării pegmatitelor au fost abordate de numeroşi cercetători ai domeniului : Fersman (1931), Cameron şi colab.(1949), Ramberg (1952), Vlasov (1952, 1961), Varlamoff (1961), Jahns (1955), Ginsburg (1960, 1984); Rodionov (1964), Rodionov şi Davidenko (1964), Ginsburg şi colab.(1979), Kuzimenko (1976), Solodov şi colab.(1980), Černý (1982 b; 1991 a, b; 1992) etc.

În conformitete cu lucrările de referinţă asupra clasificării pegmatitelor elaborate de Ginsburg şi colab.(1979), Černý (1982 b, 1992), pegmatitele granitice aparţin claselor: abisică, muscovitică, cu metale rare, miarolitică (inclusă de London în 1986 clasei pegmatitelor cu metale rare). Caracteristicele acestor pegmatite sunt redate sugestiv în tabelul 106.

În grupa pegmatitelor cu metale rare, Černý (1991 a, b, 1992) a inclus cinci tipuri de pegmatite, grupate în opt subgrupe (tabelul 107).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 106

Clasificarea pegmatitelor granitice

Clasa	Familia	Elemente minore caracteristice	Condiţiile geotermobarometrice ale rocilor gazdă	Relaţia cu granitele
Abisică (AB)	–	U, Th, Zr, Nb, Ti, TR, Mo	Porţiunea superioară a faciesului amfibolitic şi inferioară a facie-sului granulitic T ~ 700...800° C; P= 4...9 kbari	Lipsă. Apar frecvent ca segregaţii ale leucoso-mei granitice
Muscovitică (MS)	–	Li, Be, TR, Ti, U, Th, Nb > Ta	Faciesul ambibolitic de presiune ridicată (cianit – sillimanit) T ~ 650…580; P=5…8 kbari	Rezultatul topirii anatectice parţiale
Cu elemente rare (RE)	*LCT*	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Ta > Nb	Faciesul amfibolitic de presiune scăzută (andaluzit – sillimanit) T ~650…500° C; P=2…4 kbari	Dispuse în interiorul, la marginea şi exteriorul corpurilor granitice
	NYF	TR, Ti, U, Th, Zr, Nb > Ta	Variabile	Dispuse în interiorul şi la marginea corpurilor granitice
Miarolitice	*NYF*	Y, TR, Ti, U, Th, Zr, Nb > Ta, F	Partea inferioară a faciesului amfibolitic şi superioară a faciesului şisturilor verzi	Dispuse în interiorul şi la marginea corpurilor granitice

Tabelul 107

Clasificarea pegmatitelor cu elemente rare

Tipul	Familia	Subtipul	Elemente tipice	Minerale tipice
1	2	3	4	5
1. Cu pământuri rare	*NYF*	Allanit + monazit	TR_{Cc}, U, Th	Allanit, monazit, (topaz)
		Beril + columbit	TR_{Y},Be, Nb>Ta, (±Sn, B)	Beril, columbit + tantalit
2. Berilifere	*LCT*	Beril + columbit	Be, Nb>Ta, P (±Sn, B)	Beril, columbit + tantalit
		Beril + columbit + fosfat	Be, Nb>Ta, P (Li, F, ± Sn, B)	Beril, trifilin, columbit +tantalit
3. Complexe	*LCT*	a) Spodumen	Li,Rb, Cs, Be, Ta > Nb, (Sn, P, F, ± B)	Petalit, beril (ambligonit), (lepidolit), (pollucit)
		b) Petalit	Li, Rb, Cs, Be, Ta > Nb	Petalit, beril, tantalit (ambligonit),(lepidolit)

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 107 (continuare)

1	2	3	4	5
3. Complexe	*LCT*	c) Lepidolit	F, Li, Rb, Cs, Be, Ta > Nb, (Sn, P, ±B)	Lepidolit, beril, topaz, tantalit, microlit, (pollucit)
		d) Ambligonit	P,F,Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb, (Sn±B)	Ambligonit,beril, tantalit,(lepidolit), (pollucit)
4. Albit-spodumenice	*LCT*	Li (Sn, Be, Ta>Nb, ±B)		Spodumen,(casiterit), (beril), (tantalit)
5. Albitice	*LCT*	Ta>Nb, Be, (Li, ±Sn, B)		Tantalit, beril,(casiterit)
NYF = Nb>Ta, Ti, Y, Sc, TR, Zr, U, Th, F; *LCT* = Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb (B, P, F)				

În fig. 171 se prezintă condițiile *P – T* ale rocilor-gazdă în care sunt localizate pegmatitele claselor menționate anterior.

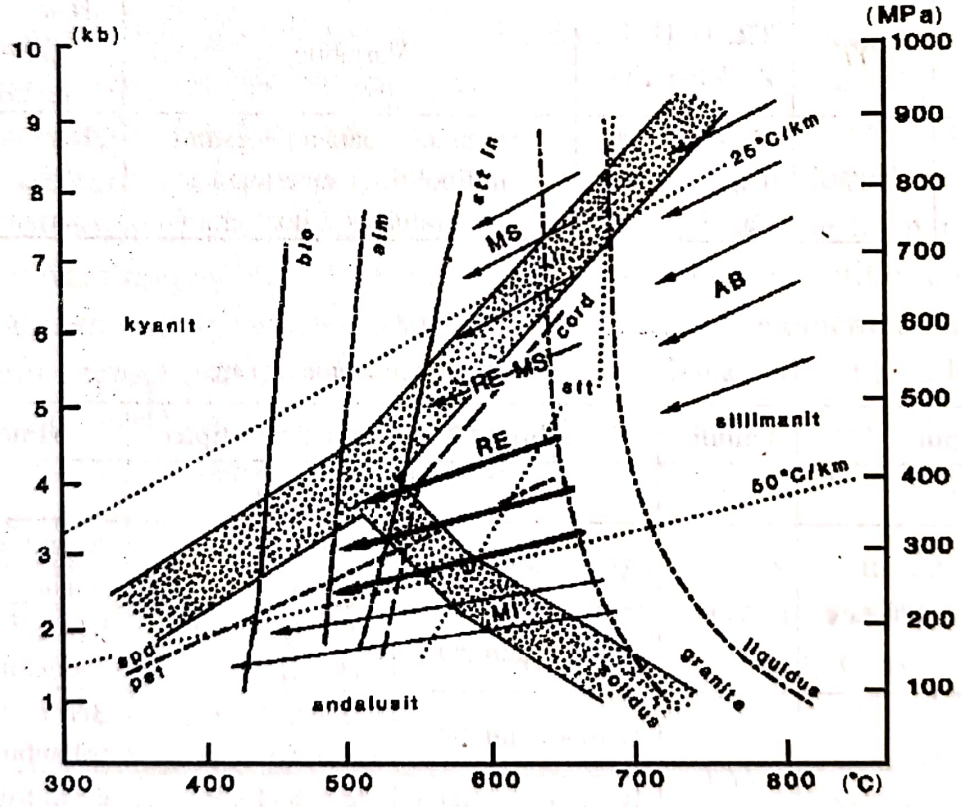


Fig. 171. Condițiile *P – T* ale rocilor-gazdă în care sunt localizate pegmatitele granitice (din Černý, 1992).

După compoziția mineralogică, chimică și condițiile geotermobarometrice ale metamorfitelor-gazdă, pegmatitele provinciei Carpatice din România aparțin claselor: muscovitice (Ms) și subordonat claselor: muscovitice cu elemente rare (RE – Ms) și cu elemente rare (RE).

Scanned with OKEN Scanner

Pegmatitele ceramice şi cele micafere ale clasei muscovitice sunt strerile sau slab mineralizate şi se dispun în general concordant faţă de şistozitatea metamorfitelor seriilor: Baia de Arieş, Rebra, Someş, Sebeş - Lotru, caracteristice faciesului amfibolitic cu almandin. Pegmatitele cu metale rare apar subordonat, fiind prezente numai în subprovincia Getică: pegmatite albit - spodumenice (câmpul Conţu - munţii Cibin) şi pegmatite berilifere (±columbit, fosfaţi): Despina, Pietrele Albe, Streaja, Haneş - munţii Lotru; Voislova - Munţii Poiana Ruscă; Teregova – munţii Semenic.

În funcţie de predominarea mineralelor formatoare de pegmatite, în provincia pegmatitică Carpatică se întâlnesc:

A) Pegmatite feldspatice (PF)
   a) Potasice (K > Na)
   b) Sodice (Na > K)
B) Pegmatite micafere (PM)
   a) Muscovit - plagioclazice
   b) Muscovit - microclinice
C) Pegmatite feldspat - muscovitice
   a) Plagioclaz - muscovitice
   b) Microclin - muscovitice
   c) Plagioclaz - microclin - muscovitice
D) Pegmatite cu elemente rare (PRE)
   a) Berilifere
   b) Albit - spodumenice

La aceste tipuri predominante, se adaugă pegmatitele grafice (PG): concreşteri cuarţ + feldspaţi, cuarţ + turmalină, cuarţ + granat şi pegmatitele argilizate (PA) (subprovincia pegmatitică Preluca).

În conformitate cu clasificarile prezentate de Ginsburg şi colab. (1979) şi detaliate ulterior de Černý (1982 b, 1992), pegmatitele provinciei Carpatice pot fi încadrate în grupa pegmatitelor micafere, formate la adâncimi mari (6 - 8 km) bogate în feldspaţi şi muscovit. În acest caz, pegmatitele provinciei Carpatice prezintă următoarele particularităţi distincte:

– localizarea în metamorfite cu grad ridicat şi mediu de metamorfism;
– absenţa magmatitelor corelabile cu pegmatitele;
– corelaţia evidentă dintre geochimia pegmatitelor şi cea a metamorfitelor-gazdă (în special paragnaise şi micaşisturi);
– distribuţia geochimică cantitativă, în mare parte asemănătoare a elementelor majore şi minore în mineralele pegmatitelor şi metamorfitelor gazdă;
– prezenţa în corpurile pegmatitce micafere a unor asociaţii mineralogice şi geochimice care indică o participare destul de redusă a elementelor rare.

Comparativ cu aceste particularităţi, pegmatitele cu metale rare s-au format la o adâncime medie (4 - 5 km) şi prezintă potenţial metalogenetic pentru Li, Be, Nb, Ta.

Scanned with OKEN Scanner

În provincia pegmatitică Carpatică
formă de lentile şi filoane; sunt prezente
aspecte intermediare. Cele mai frecvente
Filoanele pegmatitice sunt simple, uneo
discordante faţă de şistozitatea metamor

În funcţie de structura lor internă,
corpurile pegmatitce de dimensiuni ma
one, corpuri tabulare care reprezintă
şi corpuri de substituţie metasom
atitice sunt zonate, zonarea fiin
ică. În multe ocurenţe, caracterul
în granulare, în contrast cu mas

Particularităţile geochimi provinciei Carpatice

mul timp, formarea pegm
o evoluţie geochimică c
minerale chimice sunt înlo
şi participarea lor la formare
în lucrările lui Fersman (19
nentelor chimice în decurs
proceselor metasomatice în
eută de mai multe generaţii de c
în privinţa naturii soluţiilor care
de dezvoltare precum şi în pri
955, 1982; Solodov, 1971; Če
tările expuse mai sus pre
pegmatitice în procesele mineralogen
lucrările lui Ginsburg (1960), Ginsburg
care au stabilit rolul alcaliilor în
pegmatitic. Studiile ulterioare au preci
formare a pegmatitelor nu se reduce
acesta este mult mai complex. În
mineralogice formate în diverse etape
periodicitatea modificării naturii fluid
bogate în apă şi mineralizatori, apoi la a
neutre şi acide (Rodionov şi Davidenk
1971 etc.).

Scanned with OKEN Scanner

În provincia pegmatitică Carpatică, pegmatitele se prezintă mai ales sub formă de lentile şi filoane; sunt prezente însă şi corpuri cu forme neregulate, dar şi aspecte intermediare. Cele mai frecvente sunt lentilele, asociate în *roi* sau izolate. Filoanele pegmatitice sunt simple, uneori ramificate, în general concordante, rar discordante faţă de şistozitatea metamorfitelor-gazdă.

În funcţie de structura lor internă, în sensul lui Cameron şi colab. (1949), în corpurile pegmatitce de dimensiuni mari ale provinciei Carpatice se recunosc: zone, corpuri tabulare care reprezintă fisuri sau fracturi umplute cu minerale mai noi şi corpuri de substituţie metasomatică. În marea lor majoritate, corpurile pegmatitice sunt zonate, zonarea fiind completă, incompletă, simetrică sau asimetrică. În multe ocurenţe, caracterul zonar se rezumă la prezenţa unor zone de contact, fin granulare, în contrast cu masa pegmatitică larg cristalizată.

5.2. Particularităţile geochimice ale pegmatitogenezei provinciei Carpatice

În ultimul timp, formarea pegmatitelor este considerată de cei mai mulţi specialişti ca o evoluţie geochimică complexă a fluidului pegmatitic, în cursul căreia unele minerale chimice sunt înlocuite prin altele, modificându-se în acest fel activitatea şi participarea lor la formarea acestor roci. Primele idei de acest fel se întâlnesc în lucrările lui Fersman (1931), care a menţionat modificarea legică a rolului elementelor chimice în decursul formării pegmatitelor. În acelaşi timp, importanţa proceselor metasomatice în formarea unor minerale pegmatitice a fost recunoscută de mai multe generaţii de cercetători, fără însă a se ajunge la un acord deplin în privinţa naturii soluţiilor care au produs substituţiile, în privinţa sursei şi timpului de dezvoltare precum şi în privinţa importanţei cantitative a efectelor lor (Jahns, 1955, 1982; Solodov, 1971; Černý, 1982 a, b, 1992; London, 1992 etc.). Reprezentările expuse mai sus precum şi evoluţia chimismului soluţiilor pegmatitice în procesele mineralogenetice au fost urmărite şi aprofundate în lucrările lui Ginsburg (1960), Ginsburg şi Rodionov (1960), Vlasov (1961) şi alţii care au stabilit rolul alcaliilor în cadrul evoluţiei geochimice a procesului pegmatitic. Studiile ulterioare au precizat că evoluţia geochimică a proceselor de formare a pegmatitelor nu se reduce numai la schimbarea rolului alcaliilor, ci acesta este mult mai complex. În acest sens, prin schimbarea asociaţiilor mineralogice formate în diverse etape succesive, în pegmatite se poate ajunge la periodicitatea modificării naturii fluidelor pegmatitice, de la alcaline la neutre, bogate în apă şi mineralizatori, apoi la acide, bogate în silice şi din nou la alcaline, neutre şi acide (Rodionov şi Davidenko, 1964; Şmakin, 1965; Kocinev şi colab., 1971 etc.).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 108

Evoluția geochimică a procesului de formare a pegmatitelor provinciei Carpatice

Etape (stadii)	**I calco-sodică**	**II potasică**	**III potasică**	**IV hidroliză**	**V sodică**	**VI silicică**	**VII hidroliză**	**VIII silicică**
T (^{0}C)	700 ... 400^0 C							
Alcalinitatea-aciditatea mediului	Slab alcalin	Alcalin		~ Neutru	Alcalin	Acid	~ Neutru	Acid
Caracterul cristalizării	**Cristalizare directă din fluidul pegmatitică ± substituții metasomatice**							
Structuri	Fin granulară	Grafică	Bloc	Pegmatoidă	De substituție	Masivă	Pegmatoidă	Masivă
Minerale tipice	Plagioclaz Biotit Granați	Microclin (plagioclaz) + cuarț	Microclin	Muscovit Turmalină Apatit	Albit Turmalină Spodumen Beril	Cuarț	Turmalină Muscovit Cuarț	Cuarț
Valoare economică								
Muscovit	Slab mineralizată			Mineralizată			Mineralizată	
Microclin			Mineralizată					
Cuarț						Mineralizată		Mineralizată
Metale rare				Slab mineralizată	Mineralizată		Slab mineralizată	

Scanned with OKEN Scanner

Cercetările de teren şi din laborator, precum şi unele date din lucrările cercetătorilor amintiţi mai sus, ne-au permis să punem în evidenţă în pegmatitele provinciei Carpatice prezenţa mai multor etape (stadii) succesive ale evoluţiei geochimice a procesului pegmatitic (tabelul 108). Demn de menţionat este faptul că, în fiecare etapă, se depun anumite minerale, dintre care unele sunt caracteristice etapei respective, iar finalizarea cristalizării pegmatitelor poate avea loc în oricare etapă, ducând astfel la formarea de pegamatite zonate, parţial zonate sau masive.

I. Etapa calco - sodică (Ca, Na). Este prezentă în toate tipurile de pegmatite, cu o dezvoltare inegală de la un tip pegmatitic la altul, dar cu aceleaşi minerale şi caractere comune. În pegmatitele masive, precum şi în zona marginală a pegmatitelor zonate, etapa calco - sodică a realizat anortitizarea plagiocazilor şi andraditizarea (±grossularizarea) granaţilor în urma unui aport de calciu din micaşisturile şi paragnaiselor înconjurătoare. În acest stadiu s-a format zona marginală a corpurilor pegmatitice, în care se remarcă predominarea structurilor microgranulare. Cloritizarea biotitului este confirmată de valorile mai ridicate ale gradului de oxidare a fierului (f_O). Alcalinitatea oligoclazului din această etapă se caracterizează printr-o valoare mai scăzută decât cea a microclinului şi albitului din părţile interne ale corpurilor pegmatitice (tabelul 109). În zona de contact a pegmatitelor cu metamorfitele s-au format însă, pe căi diferite (metasomatoză, diferenţiere anatectică), şi unele minerale feromagneziene (biotit, turmalină). Produsele acestei etape sunt pegmatitele plagiocazice de temperatură ridicată, denumite de Fersman (1931) granit - pegmatite.

II. Prima etapă potasică (K) şi/sau sodică (Na). Prezenţa acestei etape în cadrul pegmatitelor zonate constituie o trasătură caracteristică formării structurilor grafice, a căror cristalizare, în cea mai mare parte în zona laterală, este întreruptă de creşterea alcalinităţii până la limita deasupra căreia cuarţul devine solubil. În pegmatitele din ţara noastră, răspândirea structurilor grafice este destul de variată. Granitele grafice sunt caracteristice pegmatitelor feldspatice, având o frecvenţă mai redusă în pegmatitele muscovitice şi cu metale rare. Alcalinitatea acestei etape este determinată de tipul de feldspat care a participat la formarea structurilor: granitele grafice cu microclin au o alcalinitate mai ridicată decât cele cu plagioclaz (tabelul 109).

III. A doua etapă potasică (K). Este caracterizată de o afluenţă importantă de alcalii care a avut ca rezultat formarea zonelor monominerale de microclin masiv (*bloc*). Această etapă a fost întâlnită în toate tipurile de pegmatite, dar mai ales în cele feldspatice (potasice)(Cataracte – munţii Lotru, Teregova – munţii Semenic, Crişeni – masivul Gilău, Scărişoara – Munţii Rodnei etc.). În pegmatitele provinciei Carpatice această etapă nu prezintă mineralizaţii de metale rare.

Scanned with OKEN Scanner

IV. Etapa de hidroliză (H_2O). Gradul dezvoltării hidrolizei este mai mare în pegmatitele zonate şi depinde de aportul de H_2O şi al unor compuşi volatili (B, F, Cl etc.). În această etapă s-a realizat muscovitizarea feldspatului potasic, eventual a biotitului precum şi cristalizarea unor minerale de metale rare : Li, Be, Nb (Teregova – munţii Semenic; Haneş, Pietrele Albe – munţii Lotru; Voislova – Munţii Poiana Ruscă).

Hidroliza feldspatului potasic şi formarea muscovitului au decurs după reacţia:

$$3KAlSi_3O_8 + H_2O = KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + K_2O$$

feldspat potasic — muscovit — cuarţ

Complexul cuarţ + muscovit format prin hidroliza feldspatului potasic realizează circa 10 - 20 % din masa pegmatitului şi conţine 30 % muscovit şi 60 – 65 % cuarţ.

În etapa de hidroliză a avut loc şi muscovitizarea biotitului:

$$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Al_2O_3 = KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3\,(Mg, Fe)O$$

biotit — muscovit

Această transformare se face treptat, iar muscovitul mai păstrează uneori, pe planele de clivaj, inluziuni fine de hematit. Fierul şi magneziul rezultaţi în urma transformării au contribuit la formarea turmalinei şi a granaţilor. Muscovitul prezintă o alcalinitate ridicată comparativ cu cea a turmalinei şi a granaţilor.

V. Etapă sodică (Na). Reprezintă etapa procesului de albitizare :

$$KAlSi_3O_8 + Na^+ = Na\,AlSi_3O_8 + K^+$$

cu o manifestare inegală de la un tip de pegmatit la altul. Ea a realizat pertitizarea feldspatilor în toate tipurile de pegmatite şi apariţia în pegmatitele din câmpul Conţu, munţii Cibin (subprovincia pegmatitică Getică) a cleavelanditului, spodumenului larg cristalizat precum şi a altor minerale de litiu (ambligonit – montebrasit; trifilin - litiofilit, tavorit). În această etapă, în pegmatitele cu metale rare s-au mai format: beril, columbit+tantalit, casiterit. Alcalinitatea albitului este mai mare decât a spodumenului (tabelul 109)

VI. Prima etapă silicică (Si). Creşterea aciditătii determină depunerea cuarţului masiv, alături de microclin în zonele intermediare, precum şi cristalizarea nucleului pegmatitic cuarţos, în care sunt prezente uneori geode cu druze de cuarţ şi sulfuri (valea Rebra, mubprovincia pegmatitică Rodna). Produsele acestei etape sunt prezente în corpurile pegmatitice cu structură zonară. Nucleul central cuarţos a fost descris în pegmatitele de la Teregova (munţii Semenic), Pârâul cu Mărul (Munţii Ţarcu – Muntele Mic), valea Rebra (Munţii Rodnei) etc. După Rodionov (1964), prezenţa structurilor în *bloc* alcătuite din microclin şi cuarţ constituie rezultatul cristalizării succesive a acestor minerale. O dată cu finalizarea acestei

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 109

Alcalinitatea relativă (*Ar*) a pegmatitelor şi metamorfitelor provinciei Carpatice

Mineralul, roca (%)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	a_{Mg}	CaO	a_{Ca}	Na_2O	a_{Na}	K_2O	a_K	*Ar*
A. Pegmatite													
Albit (13)	67,65	20,24	0,06	-	-	-	1,06	0,04	10,43	1,46	0,39	0,07	1,57
Oligoclaz (8)	65,76	21,35	0,13	-	-	-	2,83	0,11	9,10	1,27	0,80	0,15	1,53
Microclin (8)	64,96	19,16	0,09	-	-	-	0,51	0,02	1,87	0,26	13,21	2,51	2,79
Muscovit (32)	45,37	36,00	0,97	1,04	0,53	0,01	0,49	0,02	0,70	0,09	9,65	1,83	1,95
Biotit (20)	36,65	19,65	4,69	7,56	6,97	0,21	0,96	0,04	0,29	0,04	8,06	1,53	1,82
Granat (15)	37,72	18,71	3,26	26,35	1,08	0,03	2,82	0,11	-	-	-	-	0,14
Turmalină (17)	37,03	35,17	4,03	7,55	3,26	0,09	1,11	0,04	0,41	0,06	0,91	0,17	0,36
Spodumen (9)*	63,47	28,37	1,08	0,41	0,05	0,001	0,18	0,007	0,26	0,03	0,21	0,04	0,63
Cuarț (1)	99,88	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Pegmatite potasice (69)	72,26	15,76	0,32	0,24	0,53	0,01	0,77	0,03	2,71	0,38	6,59	1,25	1,67
Pegmatite sodice (60)	73,00	16,22	0,49	0,27	0,93	0,02	1,30	0,05	5,31	0,74	1,91	0,36	1,17
Pegmatite litifere (8)	73,27	19,39	0,67	-	-	-	-	-	2,19	0,31	1,15	0,22	0,72
Pegmatite micafere (15)	76,30	15,17	0,44	0,23	0,29	0,008	1,11	0,04	2,98	0,40	2,19	0,41	0,86
Pegmatite grafice (K)	70,72	16,00	0,10	0,36	0,35	0,01	0,70	0,03	1,40	0,19	10,20	1,93	2,15
Pegmatite grafice (Na)	74,65	16,80	0,37	-	-	-	0,78	0,03	5,83	0,82	1,20	0,23	1,08
B. Metamorfite													
Muscovit (7)	46,23	32,45	1,12	2,23	1,64	0,05	0,96	0,04	0,94	0,13	9,46	1,79	2,02
Biotit (12)	37,28	19,82	3,68	14,87	9,44	0,28	0,87	0,03	0,36	0,05	7,97	1,51	1,87
Granat (15)	38,71	19,21	4,49	27,33	3,01	0,09	5,07	0,20	-	-	-	-	0,29
Micaşisturi (10)	60,52	20,32	2,08	4,62	2,09	0,06	1,83	0,07	0,97	0,13	4,16	0,79	1,05
Paragnaise (6)	64,39	17,18	1,61	5,92	1,66	0,03	1,93	0,08	1,47	0,20	3,24	0,61	0,92

- nedeterminat; * Li_2O = 6,16 % . În paranteză este trecut numărul de analize chimice.

Scanned with OKEN Scanner

etape, toate unităţile zonare ale corpurilor pegmatitice sunt cristalizate, produsele ulterioare provocând înlocuiri parţiale, uneori totale, ale asociaţiilor de minerale formate anterior.

VII. A doua etapă de hidroliză (H_2O). În corpurile pegmatitice de dimensiuni mari (Cataracte, munţii Lotru; Teregova, munţii Semenic; Între Rebre şi Scărişoara, munţii Rodna; Crişeni, masivul Gilău etc.) s-a manifestat şi a doua etapă de hidroliză. Produsele rezultate sunt asemănătoare celor din prima etapă de hidroliză, deosebindu-se însă prin poziţia ocupată în cadrul zonelor. Mineralele nou formate se suprapun peste pegmatitele albitizate, determinând uneori şi cristalizarea mineralelor de metale rare (Li, Nb, Ta).

VIII. A doua etapă silicică (Si). A depus pe fisuri cuarţ de temperatură scăzută, asociat cu sulfuri (pirită, calcopirită, marcasită uneori molibdenit): valea Rebra (subprovincia pegmatitică Rodna), Geamăna - Măzăratu (subprovincia pegmatitică Gilău). Această etapă face trecerea spre stadiul hidrotermal care nu este caracteristic pegmatitogenezei provinciei Carpatice din România.

Schimbarea asociaţiilor de minerale, caracteristice pegmatitelor provinciei Carpatice, în diferite etape (stadii) ale evoluţiei procesului pegmatitic a permis să punem în evidenţă periodicitatea modificării naturii fluidelor, de la alcaline (etapa calco-sodică, prima etapă potasică/sodică, a doua etapă potasică, etapa sodică) la neutre (etapele de hidroliză) şi acide (prima şi a doua etapă silicică). Examinarea acestor aspecte arată că schimbarea naturii mediului de cristalizare de la alcalin – neutru – acid a avut loc în trepte succesive, reflectând în acest fel ciclicitatea condiţiilor geochimice în evoluţia procesului de formare a pegmatitelor din provincia Carpatică. Acest aspect este confirmat şi de valorile determinărilor de *p*H ale pastei şi suspensiei unor minerale care au cristalizat în diferite etape ale procesului pegmatitic (tabelul 110).

Tabelul 110

*p*H- ul pastei şi al suspensiei unor minerale din pegmatitele provinciei Carpatice

Mineralul	Zona	Etapa	*p*H-ul pastei şi al suspensiei	Natura mediului de cristalizare
Microclin	Intermediară	III (K)	7,7 - 7,8	Alcalin
Albit	Intermediară	V (Na)	7,1 - 7,3	Alcalin
Muscovit	Intermediară	IV (H_2O)	7,0	Neutru
Apatit	Intermediară	V (Na)	7,1	Slab alcalin
Beril	Intermediară	V (Na)	6,7	Slab acid
Cuarţ	Centrală	VI (Si)	6,3	Acid

Scanned with OKEN Scanner

Examinarea valorilor tabelului 110 arată că pasta şi suspensia microclinului au cea mai mare alcalinitate. Se mai constată apoi, ca şi în cazurile citate de Rodionov (1964), prezenţa muscovitului din grupa mineralelor cu *p*H -ul pastei şi al suspensiei corespunzătoare soluţiilor neutre. Trebuie de menţionat faptul că unele variaţii ale mărimii *p*H - lui pastei şi suspensiei mineralelor pot fi determinate de compoziţia incluziunilor fluide. După datele prezentate de Rodionov (1964), *p*H - ul fluidelor din incluziunile cuarţului pegmatitic este de 6,8–6,9, iar principalul cation din soluţiile incluziunilor mineralelor pegmatitice este Na^+, urmat de K^+, Li^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} (Slivko, 1974).

Din cele expuse rezultă că evoluţia geochimică a procesului de formare a pegmatitelor provinciei Carpatice se reflectă, în cea mai mare măsură, prin modificarea rolului alcaliilor. Importanţa alcaliilor în cadrul etapelor (stadiilor) caracteristice pegmatitogenezei este confirmată de valorile alcalinităţii relative (*Ar*) a pegmatitelor şi mineralelor constituente, calculată după metoda prezentată de Rodionov (1964). Din examinarea datelor tabelului 109 se constată că alcalinitatea cea mai ridicată este caracteristică pegmatitelor feldspatice: 1,67 – pegmatitele potasice; 1,17 – pegmatitele sodice. Demnă de menţionat este alcalinitatea pegmatitelor grafice, mult mai mare în cazul concreşterilor cuarţ + feldspat potasic. Alcalinitatea mineralelor pegmatitice scade în sensul: microclin > (2,79) > muscovit (1,95) > biotit (1,82) > albit (1,57) > oligoclaz (1,53) > spodumen (0,63) > turmalină (0,36) > granaţi (0,14). După cum se remarcă din datele tabelului 109, alcalinitatea metamorfitelor şi a mineralelor constituente este destul de apropiată de cea a pegmatitelor, ceea ce confirmă din nou originea comună a acestor roci.

Alcalinitatea relativă a fost calculată cu formula:

$$A_r = n_1k_1 + n_2k_2 + n_3k_3 + \ldots\ldots + n_mk_m\,;\; k = A \bullet p/M \bullet v;\; a = 1/v,$$

în care:

k este alcalinitatea relativă care corespunde la 1 % oxid;
A – greutatea atomică a elementului;
M – greutatea moleculară a oxidului;
v – potenţialul de ionizare al elementului;
a – alcalinitatea relativă a cationului;
n – cantitatea fiecărui cation în mineral sau în rocă;
p – coeficient dependent de tipul oxidului.

Evoluţia geochimică a procesului de formare a pegmatitelor provinciei Carpatice precum şi valoarea economică a acestora sunt prezentate în tabelul 108.

Scanned with OKEN Scanner

6. CONSIDERAȚII GEOCHIMICE PRIVIND POTENȚIALUL METALOGENETIC PENTRU METALE RARE AL PEGMATITELOR PROVINCIEI CARPATICE

Pegmatitele sunt surse importante pentru valorificarea cuarțului, feldspaților, micelor, gemelor, dar şi pentru extragerea unor metale rare (Li, Rb, Be, TR, Zr, Nb, Ta etc.) şi metale radioactive (U, Th). Față de clarkul din crustra terestră, aceste metale înregistrează un grad de concentrare cu valori economice, ceea ce justifică importanța metalogenetică a pegmatitogenezei.

În prezent există suficiente date analitice (elemente majore şi minore) cu ajutorul cărora se poate aprecia potențialul metalogenetic al pegmatitelor. În acest sens, capitolul prezintă o serie de criterii geochimice propuse de noi pentru aprecierea potențialului metalogenetic al pegmatitelor provinciei Carpatice din România. Pentru comparație se utilizează şi rezultatele obținute prin prelucrarea datelor analitice existente în literatura de specialitate, referitoare la pegmatitele diferitelor câmpuri din străinătate.

6.1. Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din pegmatite ca indicator metalogenetic

Afinitatea geochimică puternică a rubidiului pentru potasiu permite utilizarea valorii $(Rb/K)x10^3$ ca indicator metalogenetic (Murariu şi Alexandrina Murariu, 1997). În acest sens, din datele prezentate în tabelul 111 se remarcă valorile $(Rb/K)x10^3$ mult mai ridicate ale pegmatitelor cu metale rare (11,4-121,6) comparativ cu cele ale pegmatitelor nemineralizate (1,2-5,8). Acest aspect este confirmat sugestiv de valorile $(Rb/K)x10^3$ calculate pentru pegmatitele cu metale rare separate de Solodov şi colab.(1980): 20,2-45,5 şi de Černý (1992): 7,2-294 (tabelul 111).

Valorile $(Rb/K)x10^3$ ale pegmatitelor subprovinciei Getice (0,8-9,3) confirmă potențialul metalogenetic scăzut al acestora pentru metale rare. Datele obținute de noi sunt în deplină concordanță cu valoarea $(Rb/K)x10^3$ calculată cu datele analitice prezentate de Solodov şi colab. (1980) pentru pegmatitele micafere şi cele feldspatice: 4,9.

Scanned with OKEN Scanner

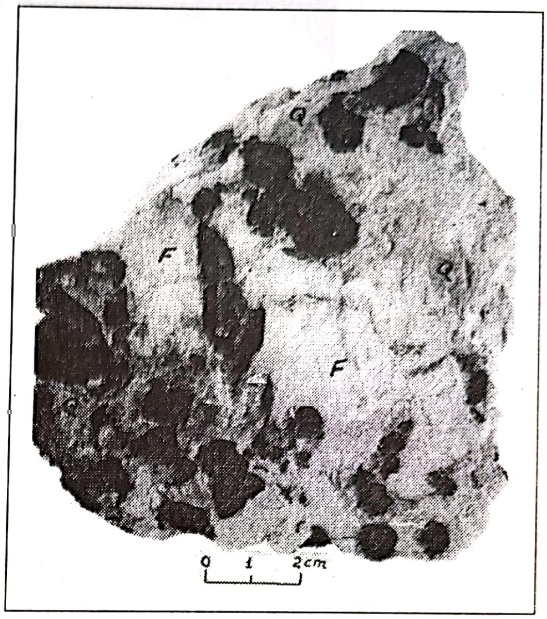
Tabelul 111

Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din pegmatite ca indicator metalogenetic

Localizare, autori	Tipul de pegmatit	K (%)	Rb (ppm)	(Rb/K)x10
1	2	3	4	5
A. Pegmatite nemineralizate:				
1. Subprovincia pegmatitică Getică				
Negovanu	potasice	5,68	250	4,4
		6,21	550	8,8
	sodice	2,61	150	5,7
Despina	potasice	5,71	200	3,5
Haneş	potasice	4,13	35	0,8
Mănăileasa	micafere	3,88	35	0,9
Valea Latorița	sodice (+Ms)	2,55	200	7,8
	potasice	6,41	600	9,3
2. Karelia de Nord (Mineev şi Salie, 1971)	feldspatice	4,83	91	1,8
	micafere	2,14	82	3,8
3. Rusia (Melentiev şi colab. 1971; Salie şi Glebovițki, 1976)	feldspatice	3,75	201	5,3
	muscovit-oligoclazice	1,74	83	4,7
	muscovit-microclin-oligoclazice	2,86	95	3,3
	oligoclaz-microclinice	4,69	166	3,5
4. Canada (Černý şi Meintzer 1988); Cat Lake, Manitoba	potasice	7,24	420	5,8
5. S.U.A. (Orville, 1960); Black Hills, Dakota	potasice	5,72	300	5,2
6. În general (Solodov şi colab., 1980)	micafere, feldspatice	3,65	180	4,9
B. Pegmatite mineralizate:				
1. Saian (Slepnev, 1961)	cu metale rare	2,09	800	38,2
2. Siberia (Filippova, 1971)	cu metale rare (Li, Ta)	1,61	1959	121,6
		2,54	1700	66,9
3. Rusia (Salie şi Glebovițki, 1976)	microclin-albitice	4,21	786	18,5
	albitice	1,50	1015	67,3
	albit-spodumenice	2,44	978	40,1
	spodumen-lepidolitice	1,80	2231	123,9
4. Siberia (Zagorski şi Kuznețova, 1990)	aplit-pegmatite	0,65	125	19,2
	grafice	7,79	890	11,4
	bifeldspatice	3,86	610	15,8
	albitice	2,12	583	27,58
	albit-spodumenice	1,07	404	37,7
5. În general (Solodov şi colab., 1980)	cu metale rare	3,60	730	20,2
	industrializabile	2,79	1270	45,5
6. În general (Černý, 1992)	cu TR	-	92-183	7,2-35,8
	cu beril	-	101-1065	8,3-25,0
	complexe	-	183-9970	25,0-200
	albit-spodumenice	-	1737-5490	12,5-294
	lepidolitice	-	274-1865	41,0-166

Scanned with OKEN Scanner

Foto 1. Turmalină asociată cu feldspaţi *(F)* şi cuarţ *(Q)* din zona intermediară a pegmatitelor de pe Valea Pleşei, câmpul pegmatitic Copalnic – subprovincia pegmatitică Preluca.



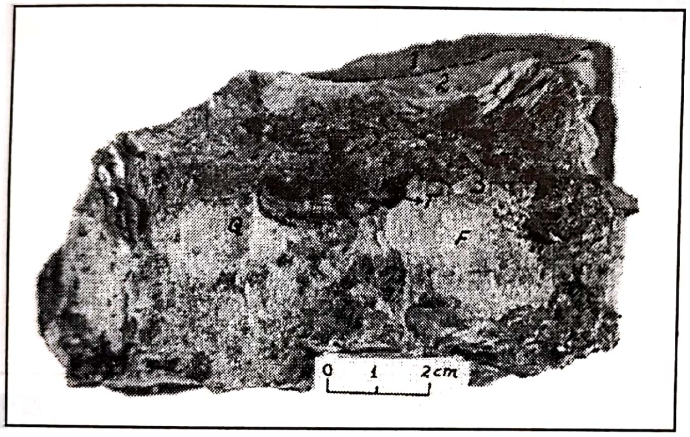


Foto 2. Structură zonară în pegmatitele din dealul Ursoi, câmpul pegmatitic Copalnic – subprovincia pegmatitică Preluca: *1*- paragnaise; *2*- zona externă; *3*- zona intermediară; *Ms* - muscovit; *F*- feldspaţi; *Q* - cuarţ; *T*- turmalină.

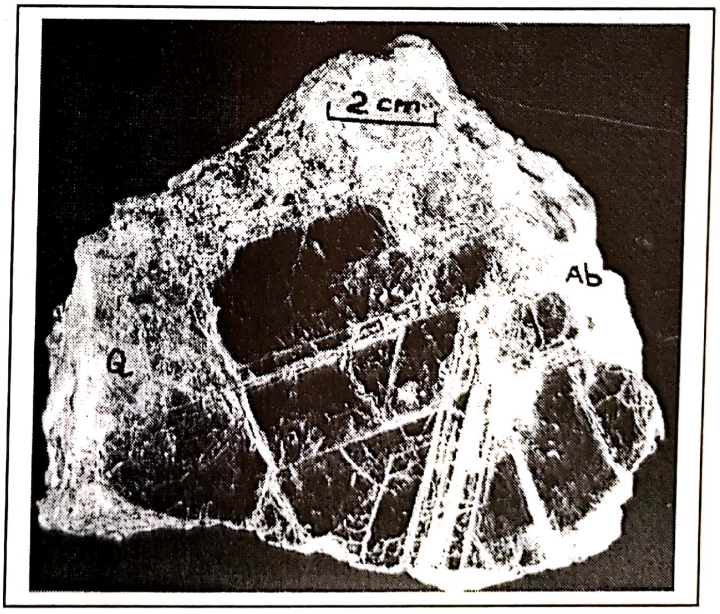


Foto 3. Muscovit larg cristalizat asociat cu albit *(Ab)* şi cuarţ *(Q)* din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre – subprovincia pegmatitică Rodna.

Scanned with OKEN Scanner

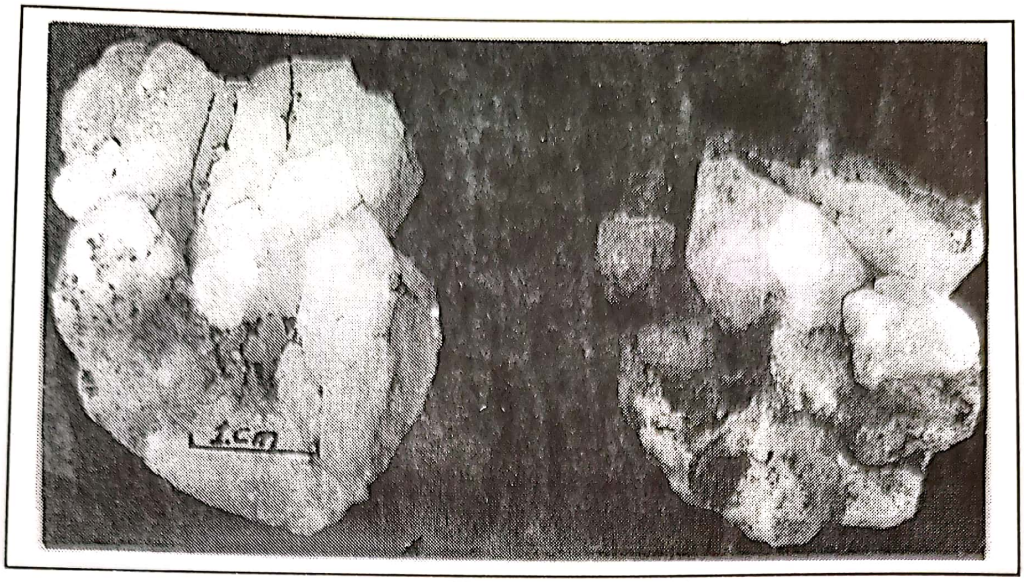


Foto 4. Cuarț cristalizat în cavitățile miarolitice ale pegmatitelor de pe valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna.

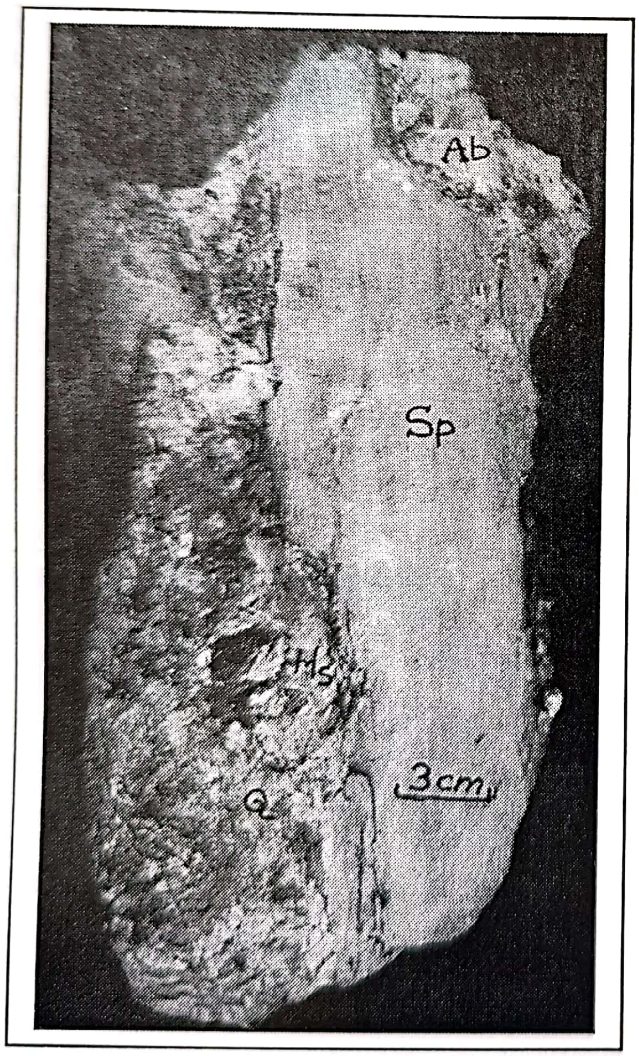


Foto 5. Spodumen *(Sp)* asociat cu albit *(Ab)*, cuarț *(Q)* și muscovit *(Ms)* în pegmatitele câmpului Conțu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică.

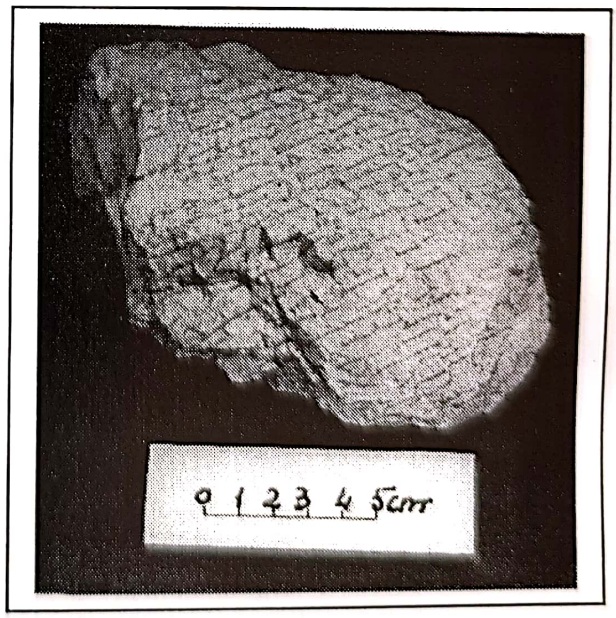


Foto 6. Concreștere grafică între cuarț și feldspat în corpul pegmatitic Cataracte, munții Lotru – subprovincia pegmatitică Getică.

Scanned with OKEN Scanner

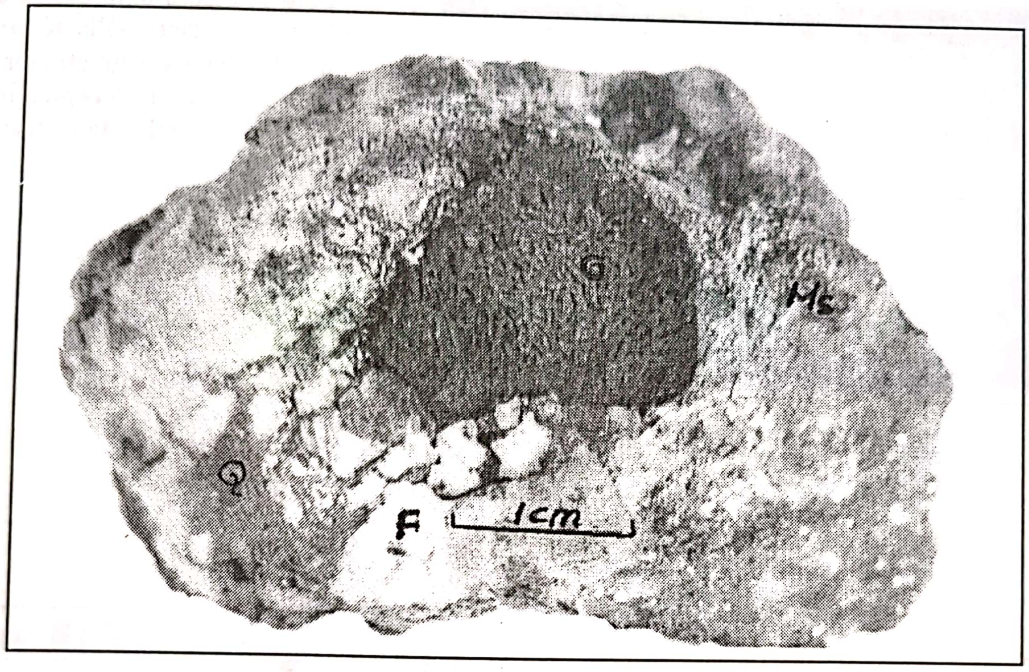


Foto 7. Granat *(G)* cu cuarţ grafic în corpul pegmatitic Scărişoara – subprovincia pegmatitică Rodna: *F* - feldspaţi; *Q* - cuarţ; *Ms* - muscovit.

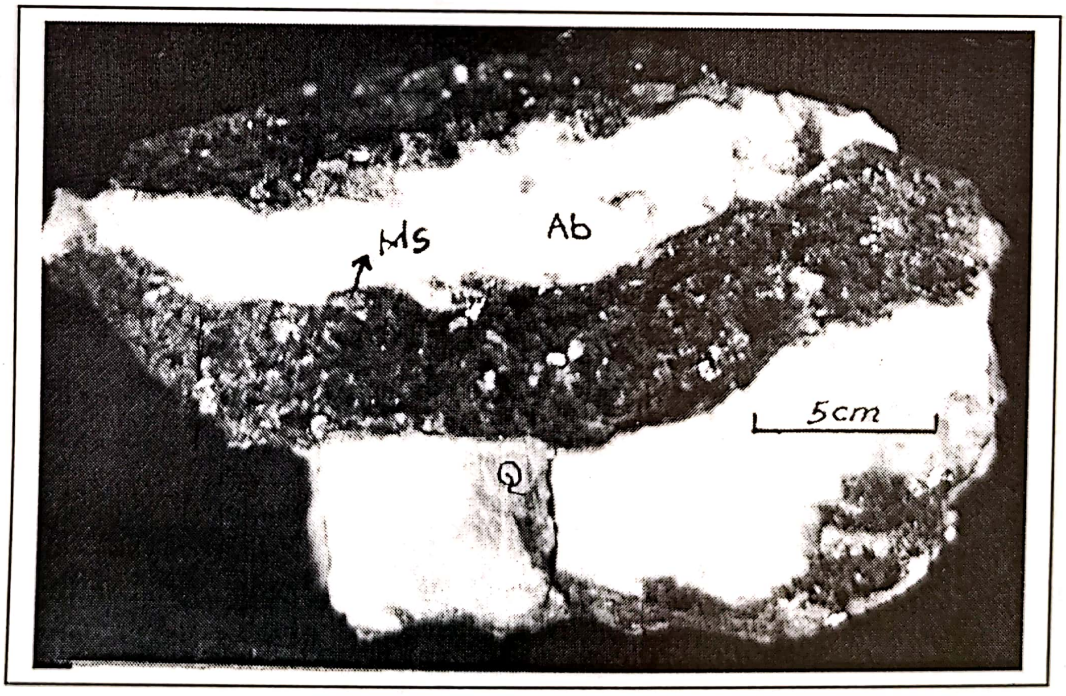


Foto 8. Albit *(Ab)* asociat cu muscovit *(Ms)* depus pe fisuri în corpul pegmatitic Între Rebre – subprovincia pegmatitică Rodna: *Q* – cuarţ.

Scanned with OKEN Scanner

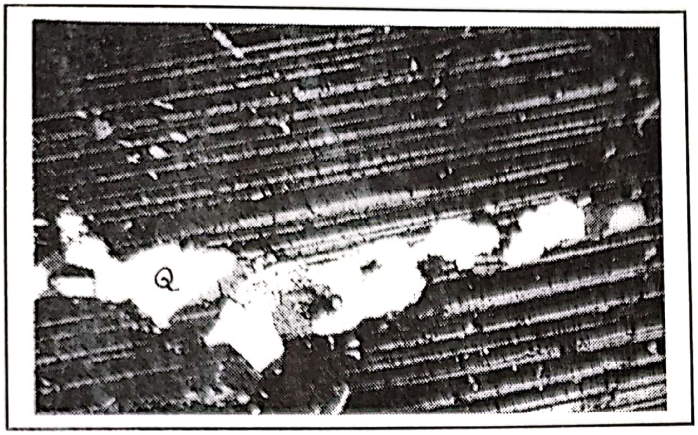


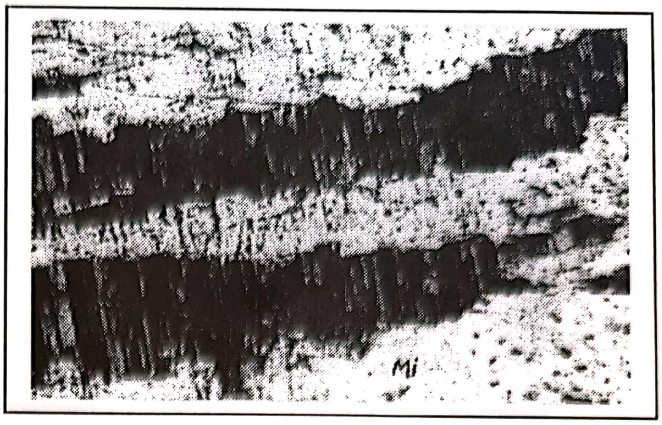
Foto 9. Fisură umplută cu cuarț *(Q)* în albitul maclat polisintetic din zona intermediară a pegmatitelor de pe valea Iara – subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare. N+; x90.

Foto 10. Plagioclaz *(Pg)* cu strucutră în tablă de şah din pegmatitele feldspatice de la Teregova, munții Semenic – subprovincia pegmatitică Getică: *Mi* - microclin. N+, x45.

Foto 11. Microclinpertit din zona intermediară a corpului pegmatitic Scărişoara – subprovincia pegmatitică Rodna. N+; x45.
Secțiune paralelă la (010).

Scanned with OKEN Scanner

Foto 12. Microclin *(Mi)* cu structură tipică de substituţie din corpul pegmatitic Crişeni – subprovincia pegmatitică Gilău -Muntele Mare. N+; x90.



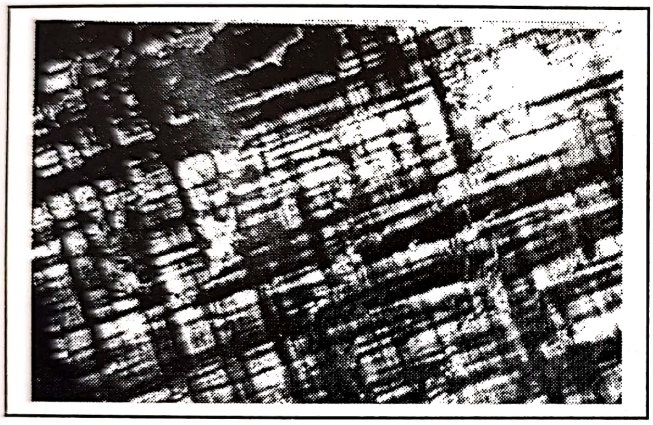
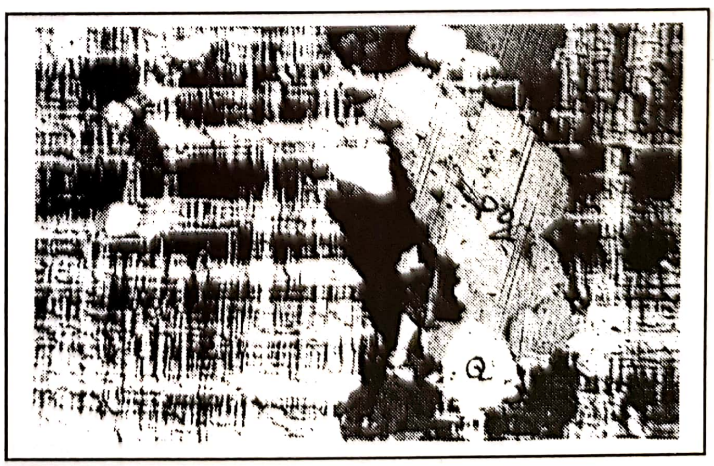


Foto 13. Microclin cu structură în grătar din zona intermediară a corpului pegmatitic Scărişoara – subprovincia pegmatitică Rodna. N+; x200. Secţiune paralelă la (001).

Foto 14. Microclin cu structură în grătar substituit de cuarţ *(Q)* şi plagioclaz *(Pg)* din corpul pegmatitic Cataracte – subprovincia pegmatitică Getică. N+; x200.



Scanned with OKEN Scanner

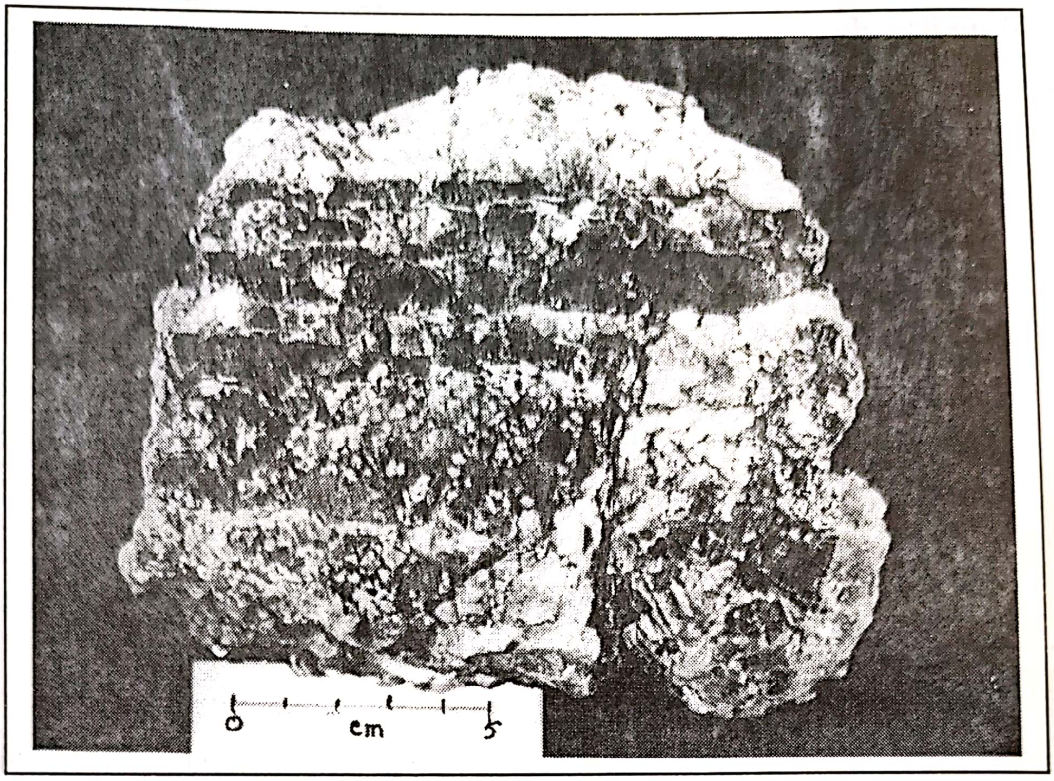


Foto 15. Biotit asociat cu feldspaţi, cuarţ şi muscovit din corpul pegmatitic Cataracte – subprovincia pegmatitică Getică.

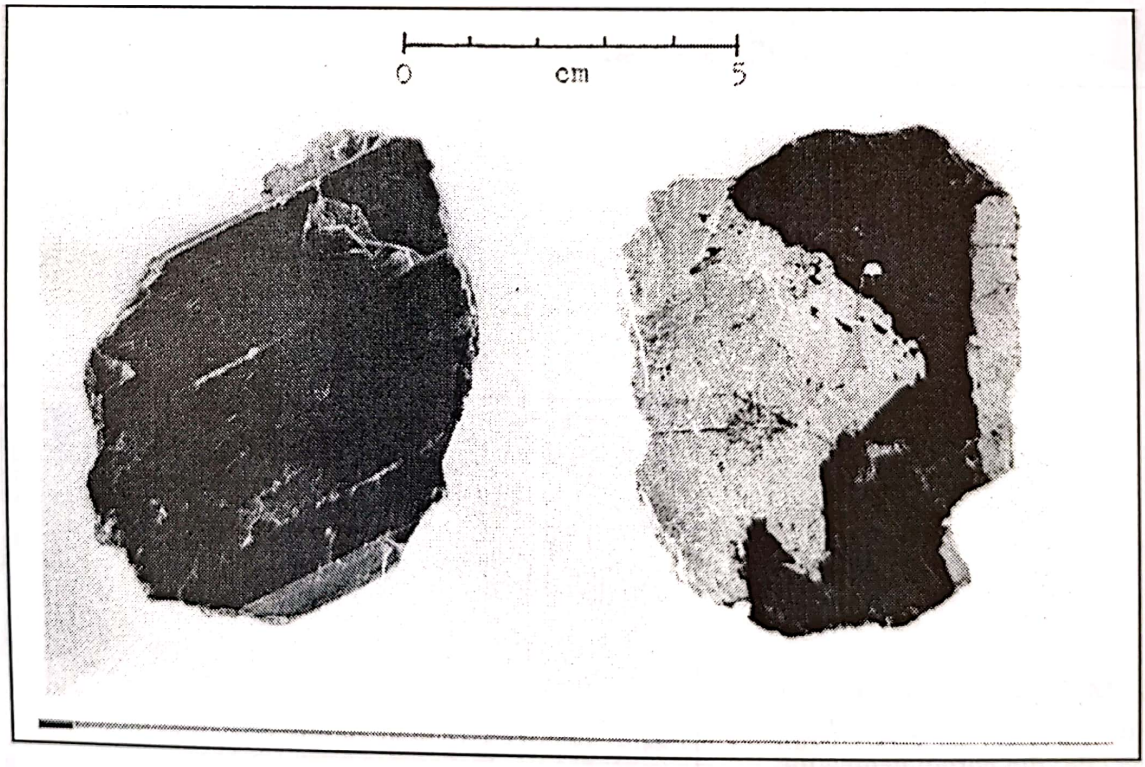


Foto 16. Biotit larg cristalizat şi concreştere de biotit cu muscovit din corpul pegmatitic Cataracte – subprovincia pegmatitică Getică.

Scanned with OKEN Scanner

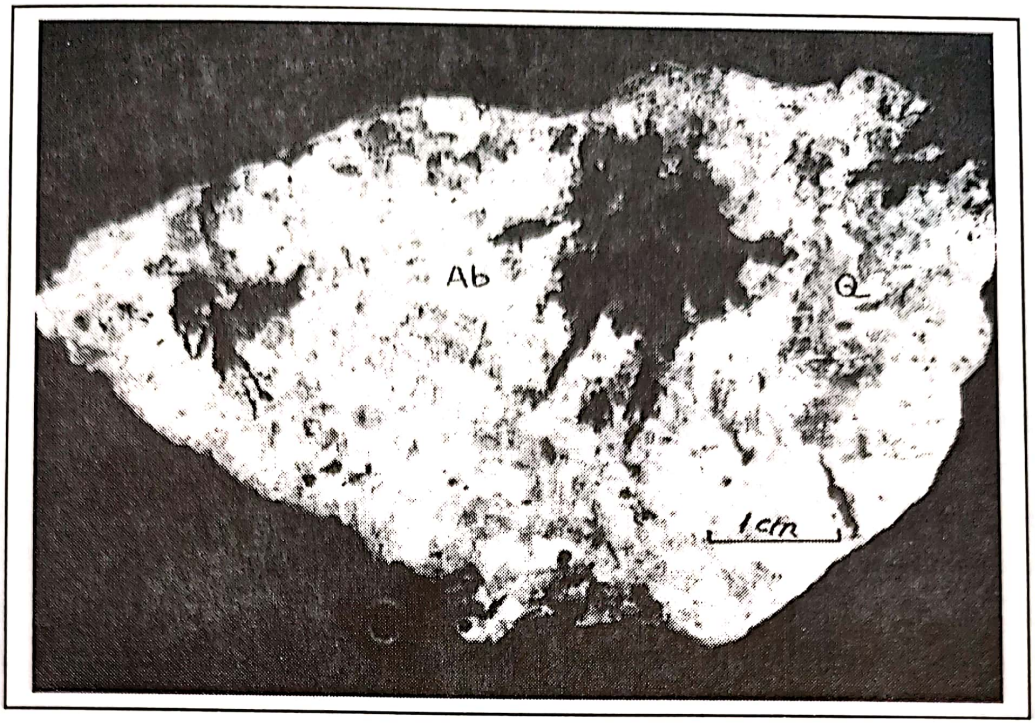


Foto 17. Schörlit din pegmatitele albit-spodumenice ale câmpului Conțu, munții Cibin – subprovincia pegmatitică Getică; *Ab* - albit; *Q* - cuarț.

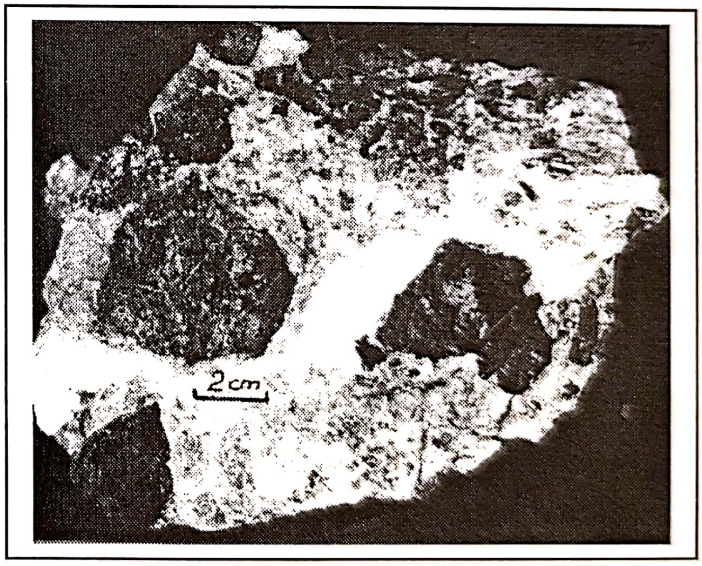


Foto 18. Schörlit din pegmatitele feldspatice de pe valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna.

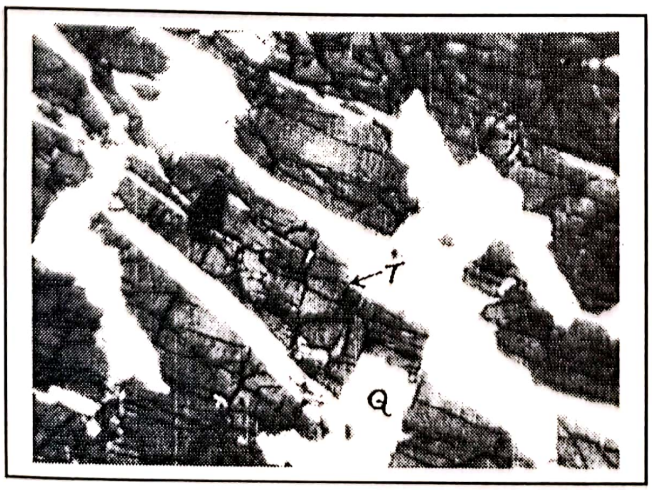


Foto 19. Turmalină grafică din pegmatitele feldspatice de pe valea Rebra – subprovincia pegmatitică Rodna. NII; x45: *T* - turmalină; *Q* – cuarț.

Scanned with OKEN Scanner

6.2. Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din mineralele potasice ale pegmatitelor ca indicator metalogenetic

Deoarece mineralele potasice şi în special cele ale pegmatitelor sunt concentratoare de rubidiu, ele pot fi utilizate în aprecierea potențialului metalogenetic, aşa după cum se remarcă din datele tabelelor 112 şi 113.

Rezultatele noastre arată că valoarea $(Rb/K)x10^3$ este mult mai ridicată în muscovitul pegmatitelor albit – spodumenice ale câmpului Conțu – munții Cibin şi în mod special în muscovitul complexului albit – spodumenic (19,2) comparativ cu datele obținute pentru muscovitul pegmatitelor nemineralizate: micafere (2,9-4,8) şi feldspatice (2,8 – sodice; 4,1 – potasice). Acest aspect este confirmat de valorile $(Rb/K)x10^3$ calculate pentru muscovitul pegmatitelor cu metale rare din Altai (37,1-80,1), Saian (6,1-50,9), Baikal (24,2), Scutul Baltic (8-11,6), Siberia (18,6-44,1), Manitoba (62,2). Această comportare caracterizează şi feldspații potasici din pegmatite. În acest caz, în microclinul din pegmatitele cu metale rare sunt prezente valori ridicate $(Rb/K)x10^3$: Altai (13,2-49,1), Baikal (14,7), Siberia (10,4-29,7), Bernik Lake (33,9) comparativ cu valorile calculate pentru microclinul pegmatitelor nemineralizate: Scutul Baltic (0,3-0,4), Pala – California (5,6).

Microclinul din pegmatitele micafere şi din pegmatitele feldspatice ale subprovinciei Gilău - Muntele Mare indică valori $(Rb/K)x10^3$ caracteristice pegmatitelor nemineralizate (2,8-3,6).

În diagrama din figura 172 valorile K şi $(Rb/K)x10^3$ din muscovit, situează probele analizate în câmpul pegmatitelor nemineralizate (A) şi al celor mineralizate (B).

6.3. Valoarea $(Li/Mg)x10^3$ din biotit ca indicator metalogenetic

Posibilitatea litiului de a substitui magneziul în poziția octaedrica din structura micelor permite utilizarea valorii $(Li/Mg)x10^3$ din biotit ca indicator metalogenetic. Rezultatele obținute de noi (tabelul 115) pentru biotitul din pegmatitele provinciei Carpatice arată că valoarea $(Li/Mg)x10^3$ este mult mai ridicată în biotitul complexului albit + spodumen al pegmatitelor de la Conțu – munții Cibin (39,6) comparativ cu biotitul din pegmatitele feldspatice şi cele micafere: 5,3-10,9 (subprovincia pegmatitică Preluca); 16,8-18,6 (subprovincia pegmatitică Rodna); 2,3-9,0 (subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare); 5,3-12,8 (subprovincia pegmatitică Getică).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 112

Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din mineralele potasice ale pegmatitelor provinciei Carpatice ca indicator metalogenetic

Localizare	Tipul de pegmatite	K (%)	Rb (ppm)	$(Rb/K)x10^3$
Muscovit				
Subprovincia pegmatitică Preluca				
Filonul Ciungi	Micafere	7,89	287,0	3,6
Codrul Butesei	Micafere	8,27	398,0	4,8
Copalnic	Feldspatice (Na)	7,86	227,7	2,8
Subprovincia pegmatitică Rodna				
Între Rebre	Feldspatice (K)	8,13	334,0	4,1
Scărişoara	Feldspatice (K)	8,17	334,9	4,1
Făget	Feldspatice (+Ms)	7,34	282,0	3,8
Pascaru	Micafere	7,38	218,8	2,9
Subprovincia pegmatitică Getică				
Cataracte	Feldspatice (K)	8,26	427,0	5,1
Despina	Micafere	7,15	225,0	3,1
Valea Balu	Feldspatice (K)	8,37	391,6	4,6
Delineşti	Micafere	7,41	238,0	3,2
Câmpul pegmatitic Conţu	– complexul cuarţ + muscovit	8,39	748,0	8,9
	– complexul albit + spodumen	8,16	1573,0	19,2
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare				
Valea Iara	Micafere	8,26	335,0	4,0
Valea Mică	Feldspatice (K)	7,85	370,0	4,7
Microclin				
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare				
Valea Iara	Micafere	10,16	291,0	2,8
Crişeni	Feldspatice (K)	10,08	364,0	3,6

Tabelul 113

Valoarea $(Rb/K)x10^3$ din mineralele potasice ale pegmatitelor din stăinătate

Localizare	Tipul de pegmatite	K (%)	Rb (ppm)	$(Rb/K)x10^3$
1	2	3	4	5
Altai (Solodov, 1960)				
Muscovit[2]	Grafice (K)	6,92	2570	37,1
	Feldspatice (Na)	6,30	2700	42,8
	Feldspatice (K)	5,24	4200	80,1
Microclin[2]	Grafice (K)	8,8	1160	13,2
	Feldspatice (Na)	10,5	1530	14,5
	Feldspatice (K)	11,2	5500	49,1
Saian: pegmatite cu metale rare (Slepnev, 1961)				
– muscovit fin		7,63	470	6,1
– muscovit larg cristalizat		7,84	1450	18,4
– muscovit târziu		8,05	4100	50,9
Baikal (Manuilova şi colab., 1966)				

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 113 (continuare)

1	2	3	4	5
Muscovit	Ceramice	8,21	621	7,5
	Micafere	8,13	325	3,9
	Cu metale rare	8,35	2026	24,2
Biotit	Micafere	7,59	602	7,9
	Cu metale rare	7,40	930	12,5
Microclin	Ceramice	10,94	568	5,2
	Micafere	9,53	398	4,1
	Cu metale rare	10,30	1516	14,7
Scutul Baltic (Salie și Glebovițki, 1976)				
Muscovit[1]	Muscovit - oligoclazice	8,08	31	0,3
	Muscovit - microclin - oligoclazice	9,25	49	0,5
	Oligoclaz - microclinice	9,81	42	0,4
Muscovit[2]	Albit- oligoclaz - microclinice	8,68	229	2,5
	Microclin - albitice	8,28	412	5,0
	Albit - spodumenice	8,49	679	8,0
	Spodumen - lepidolitice	6,06	707	11,6
Biotit[1]	Muscovit - oligoclazice	7,61	53	0,7
Biotit[2]	Albit - spodumenice	7,57	1060	14,0
Microclin[1]	Muscovit - oligoclazice	9,99	40	0,4
	Muscovit - microclin - oligoclazice	9,25	34	0,3
	Oligoclaz - microclinice	9,81	33	0,3
Microclin[2]	Albit - oligoclaz - microclinice	10,25	187	1,8
	Microclin - albitice	11,30	309	2,7
	Albit - spodumenice	10,75	804	7,5
	Spodumen - lepidolitice	10,31	1043	10,1
Siberia (Zagorski și Kuznețova, 1990)				
Muscovit[2]	Granit - pegmatite	8,62	1604	18,6
	Bifeldspatice	8,32	2470	29,6
	Albitice	8,37	3650	43,6
	Albit - spodumenice	8,50	3750	44,1
Feldspat potasic[2]	Granit - pegmatite	11,16	1164	10,4
	Bifeldspatice	11,31	1817	16,0
	Albitice	11,56	3197	27,6
	Albit - spodumenice	11,70	3472	29,7
Bernik Lake – Manitoba (Anderson și colab., 1998)				
Muscovit[2]		7,93	4937	62,2
Feldspat potasic[2]		11,60	3962	33,9
Dúbrava – Munții Tatra (Štefania Dávidová, 1998)				
Muscovit larg cristalizat		8,81	1234	14,0
Pala – California (Kleck și Foord, 1999)				
Feldspat potasic[1]		12,95	731	5,6

[1] pegmatite nemineralizate; [2] pegmatite cu metale rare

Scanned with OKEN Scanner

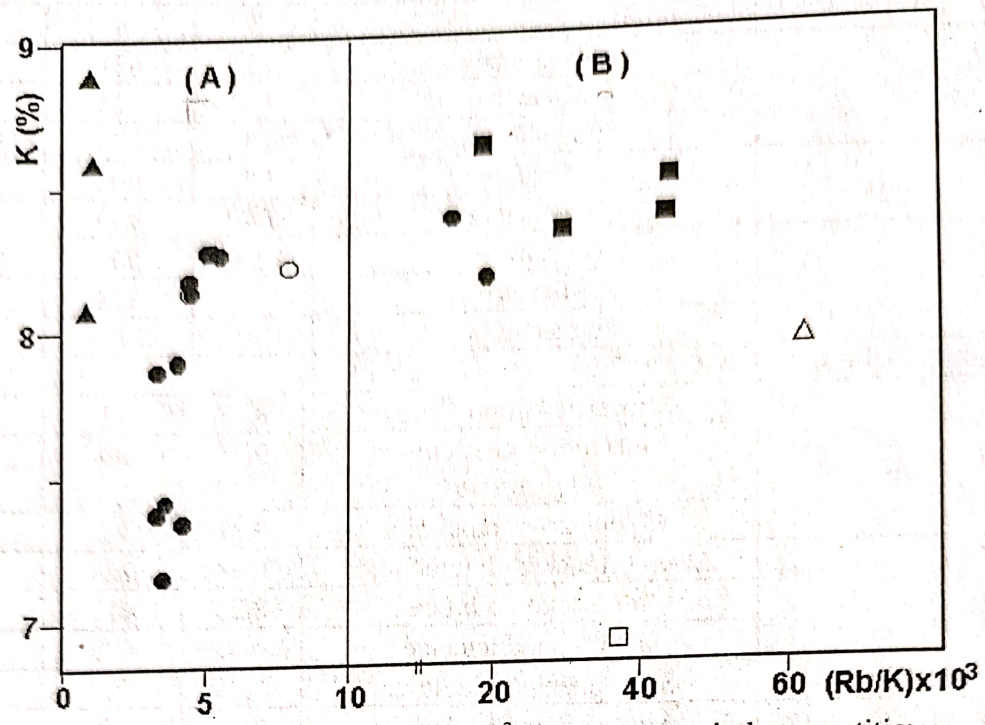


Fig. 172. Diagrama K: (Rb/K)x10^3 pentru muscovitul pegmatitic; (●) provincia pegmatitică Carpatică; (○) Baikal; (▲) scutul Baltic; (■) Siberia; (□) Altai; (Δ) Bernic Lake.

6.4. Valorile Al_{IV} şi Al_{VI} din muscovit ca indicator metalogenetic

După mărimea valorilor Al_{IV} şi Al_{VI} (vezi tabelele 37, 38, 39 şi 40), muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice se situează în diagrama din figura 173 (Černý şi Burt, 1984) în câmpurile: pegmatitelor cu elemente rare (1); pegmatitelor albit - spodumenice ale câmpului Conţu, munţii Cibin, pegmatitelor micafere cu elemente rare (1) şi al pegmatitelor micafere (3).

Tabelul 114

Valoarea (Li/Mg)x10^3 din biotitul pegmatitelor provinciei Carpatice ca indicator metalogenetic

Localizare	Mg (%)	Li (ppm)	(Li/Mg)x10^3
1	2	3	4
Subprovincia pegmatitică Preluca			
Valea Pleşei	3,72	290	7,8
Ciungi	3,98	212	5,3
Copalnic*	3,72	408	10,9
Valea Sunătorii	4,57	371	8,1
Subprovincia pegmatitică Rodna			
Valea Rebra	3,98	700	17,5
Scărişoara	3,80	710	18,6
Pascaru	4,06	685	16,8

Tabelul 114 (continuare)

1	2	3	4
Subprovincia pegmatitică Gilău			
Crişeni	4,89	440	9,0
Valea Calului	8,43	320	2,3
Crişeni**	4,90	408	8,3
Subprovincia pegmatitică Getică			
Voislova*	3,55	455	12,8
Armeniş*	4,10	232	5,6
Cataracte**	5,10	241	4,7
	5,18	432	8,3
Câmpul pegmatitic Conţu:			
– complexul cuarţ + muscovit	5,48	293	5,3
– comlexul albit + spodumen	4,68	1854	39,6

* Pomârleanu şi Aurelia Movileanu (1977); ** Rodica Apostolescu (1973).

6.5. Turmalina din pegmatite ca indicator metalogenetic

Datele analitice precum şi valoarea $(Mn/Fe)x10^3$ din turmalina pegmatitică (tabelul 115) pot fi utilizate în aprecierea potențialului metalogenetic al pegmatitelor pentru metale rare. În acest sens se remarcă valorile ridicate ale mărimii $(Mn/Fe)x10^3$ în turmalina din pegmatitele cu metale rare: Siberia (17,6 - 39,8), Cruzeiro – Minas Gerais (11,2-298,9). Comparativ cu aceste date, valoarea $(Mn/Fe)x10^3$ din turmalina pegmatitelor provinciei Carpatice este mult mai scăzută, caracteristică pegmatitelor nemineralizate şi slab mineralizate.

În diagrama Al : Fe : Mg (vezi fig. 125; Henry şi Guidotti, 1985), turmalina din pegmatitele provinciei Carpatice se situează în câmpul caracteristic granitoidelor, aplitelor şi al pegmatitelor asociate, sărace în litiu, justificând şi pe această cale potențialul metalogenetic scăzut al pegmatitelor provinciei Carpatice pentru metale rare.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 115

Valorile Fe_2O_3, FeO, MnO şi $(Mn/Fe)x10^3$ pentru turmalina din pegmatite

Localizare	%			$(Mn/Fe)x10^3$
	Fe_2O_3	FeO	MnO	
Provincia pegmatitică Carpatică				
Subprovincia Preluca	5,48	6,90	0,16	13,0
Subprovincia Rodna	2,80	9,16	0,15	12,1
Subprovincia Gilău - Muntele Mare	3,21	8,43	0,10	11,3
Subprovincia Getică	4,12	8,94	0,14	10,9
Date comparative				
Siberia : pegmatite cu metale rare (Zagorski şi Kuznețova, 1990)				
Bifeldspatice	1,70	12,32	0,25	17,6
Albitice	2,12	8,92	0,40	36,8
Albit - spodumenice	1,85	10,27	0,48	39,8
Vysta Čenovia – Cehia (Novák şi Povondra, 1995)				
	1,33	11,29	0,14	11,1
Cruzeiro – Minas Geraes (Marcella Federico şi colab, 1998)*				
Zona marginală	13,40**		0,30	24,7
Zona externă	11,70		0,12	11,2
Zona intermediară I	11,52		0,32	30,0
Zona intermediară II	14,76		0,47	35,2
Zona intermediară III	5,23		1,41	298,9

* Analize ME, ** Fe_{total}.

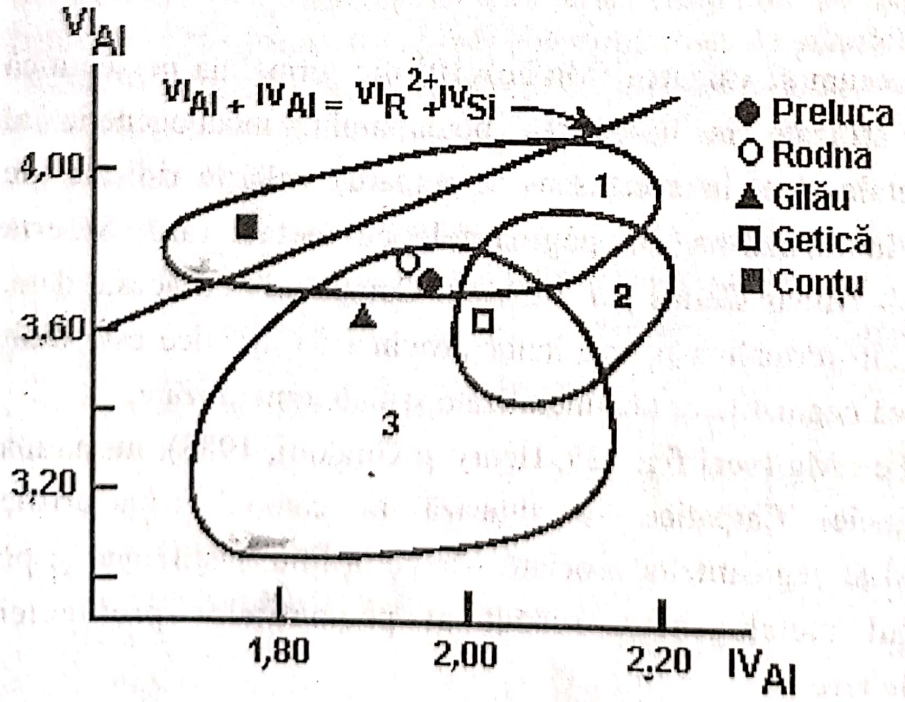


Fig. 173. Diagrama Al_{VI}:Al_{IV} pentru muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice (valori medii).

6.6. Litiul, rubidiul şi temperatura de cristalizare a muscovitului ca indicatori metalogenetici

Estimarea de prognoză a pegmatitelor pentru metale rare poate fi apreciată şi prin utilizarea conţinuturilor de Li_2O şi de Rb_2O din muscovitul pegmatitic corelate cu temparatura de cristalizare a acestora (sistemul muscovit - paragonit). Astfel, datele analitice din tabelul 116 situează probele analizate din provincia Carpatică în câmpurile pegmatitelor mineralizate (*A*- pegmatitele albit - spodume-nice, câmpul Conţu, munţii Cibin) şi nemineralizate (*B*- pegmatite feldspatice; micafere) (fig. 174 şi 175; Talanţev, 1976).

Tabelul 116

Conţinuturile în Li_2O, Rb_2O şi temperatura de cristalizare a muscovitului din pegmatitele provinciei Carpatice

Localizare	Li_2O (%)	Rb_2O (%)	*T* (°C)
Subprovincia pegmatitică Preluca			
Ciungi	0,0065	0,031	560
Buteasa	0,0025	0,043	438
Copalnic (Valea Pleşei)	0,0104	0,025	450
Subprovincia pegmatitică Rodna			
Între Rebre: – zona marginală	0,0079	0,036	430
– zona intermediară	0,0096	0,036	420
Scărişoara	0,0222	0,037	410
Făget	0,0077	0,031	445
Pascaru	0,0095	0,024	405
Subprovincia pegmatitică Gilău - Muntele Mare			
Valea Şoimului	0,0148	nd	350
Valea Iara	0,0516	nd	520
Valea Calului	0,0538	nd	330
Valea Ursului	0,0398	nd	360
Valea Mică	0,0434	nd	448
Subprovincia pegmatitică Getică			
Cataracte	0,0033	427	348
Câmpul Măgura-Tâlva*			
Valea Ogaş	0,0236	nd	518
Valea Dobrotin	0,0163	nd	580
Dealul Râpi	0,0107	nd	570
Dealul Tâlva	0,0047	nd	415
Câmpul Conţu:			
– complexul albit-spodumenic	0,147	0,172	410
– complexul cuarţ-muscovitic	0,015	0,820	420

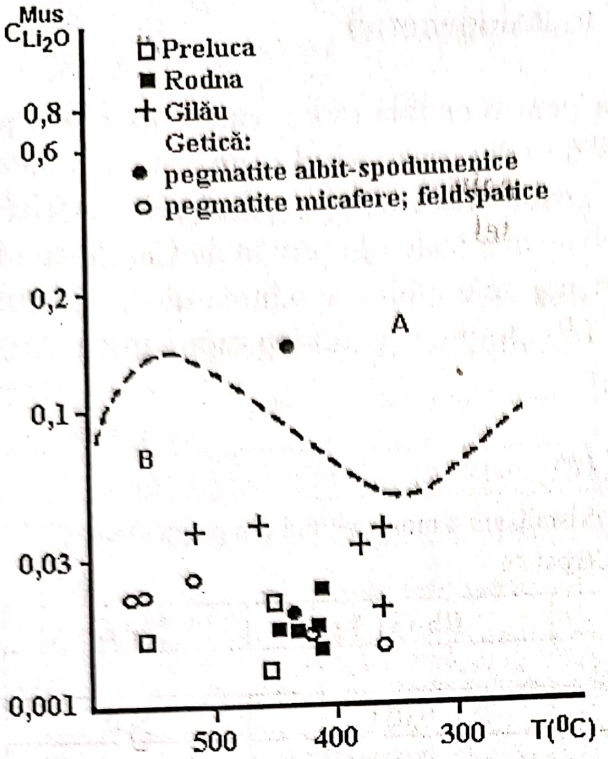


Fig. 174. Diagrama $C_{Li2O}^{Mus.}$: *T* pentru muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

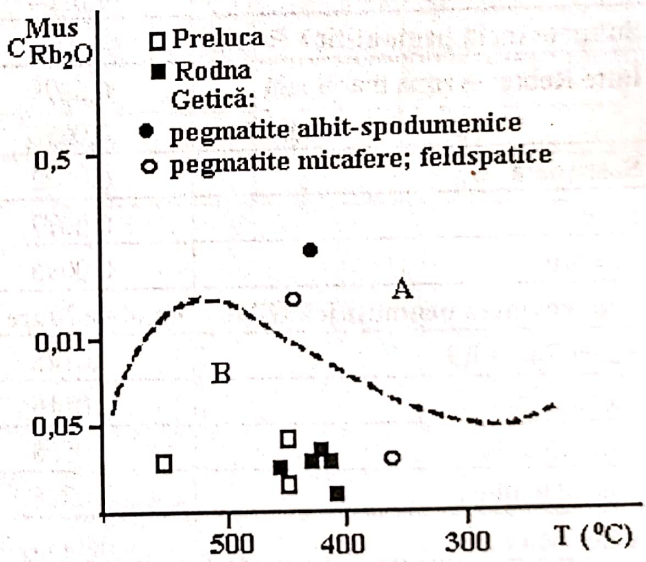


Fig. 175. Diagrama $C_{Rb2O}^{Mus.}$: *T* pentru muscovitul din pegmatitele provinciei Carpatice.

6.7. Corelația Li: (Al_{VI} + Al_{IV}) din muscovit ca indicator metalogenetic

Conținutul de litiu din muscovit (vezi tabelul 74) şi valorile aluminiului octaedric şi tetraedric situează probele analizate în câmpurile pegmatitelor mineralizate (*A*- pegmatite albit - spodumenice, câmpul Conțu, munții Cibin) şi în cel al pegmatitelor nemineralizate (*B*- pegmatite feldspatice; micafere). Pentru comparație au fost proiectate şi muscovitele din pegmatitele cu metale rare ale Siberiei: *I* - aplit pegmatite; *II* - bifeldspatice; *III* - albitice; *IV* - albit spodumenice (fig. 176).

Scanned with OKEN Scanner

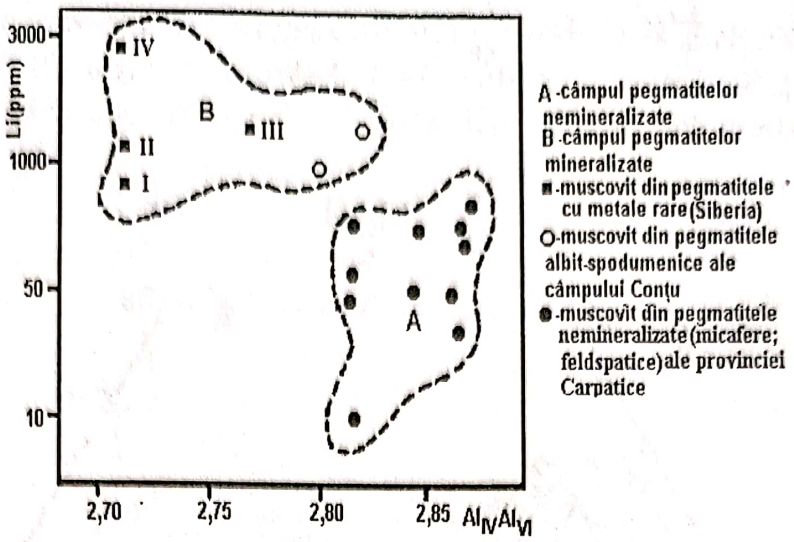


Fig. 176. Potențialul metalogenetic al pegmatitelor în diagrama Li : (Al_{IV}+Al_{VI}).

6.8. Granații din pegmatite ca indicator metalogenetic

Importanța granaților în aprecierea potențialului metalogenetic al pegmatitelor a fost abordată de Sokolov şi colab.(1962), Salie (1975), Černý şi Hawthorne (1982) şi mai recent de Murariu şi colab. (1999 c). Astfel, în diagrama compoziției granaților seriei piralspitice (Sokolov şi colab., 1962; vezi fig. 104), după conținutul de spessartin, almandin şi pirop, granații din pegmatitele provinciei Carpatice se situează în câmpul I, al granaților din pegmatite cu metale rare (pegmatite albit - spodumenice, câmpul pegmatitic Conțu, munții Cibin) şi în câmpul II, caracteristic granaților din pegmatitele micafere. În diagrama FeO:MgO:MnO (Salie, 1975; fig. 177), granații pegmatitelor provinciei Carpatice se dispun în zona de interferență a câmpurilor pegmatitelor cu muscovit (*1*), respectiv al pegmatitelor cu muscovit şi metale rare (*3*).

Cercetările efectuate de Murariu şi colab.(1999 c) au stabilit că valorile (Fe^{2+}/Mn) : (Fe^{2+}/Mg), (Li/Mg)x10^3, (Y/Si)x10^3, (Li/Si)x10^3 din granații pegmatitici pot furniza indicații referitoare la potențialul metalogenetic al pegmatitelor pentru metale rare. În acest sens, în diagramele (Fe^{2+}/Mn) : (Fe^{2+}/Mg) (fig 178) şi MgO : (Li/Mg)x10^3 (fig.179), se remarcă o separare evidentă a pegmatitelor mineralizate de cele nemineralizate. Acest aspect este confirmat şi cu ajutorul diagramei (And+Gross):(Sps+Cld) (fig. 180).

După autorii menționați mai sus, valorile indicate cresc evident de la granații pegmatitelor feldspatice şi al celor micafere la granații pegmatitelor cu metale rare.

Pentru a confirma importanța granaților din pegmatite ca indicator metalogenetic au fost utilizate o serie de date comparative preluate din literatura de specialitate, prezentate de Lazarenko şi colab. (1960), Štefania Dávidová (1968),

Scanned with OKEN Scanner

Makagon (1971), Salie şi Glebovitki (1976), Zagorski şi Kuznetova (1990), Černý şi colab. (1995), Sekiranov şi colab. (1995). A-Ardino (Bulgaria); B-Scutul Baltic; K-Karelia; M-Manitoba; Mk- Carpaţii Mici; S-Siberia; Sm-Smrček; V-Volînia.

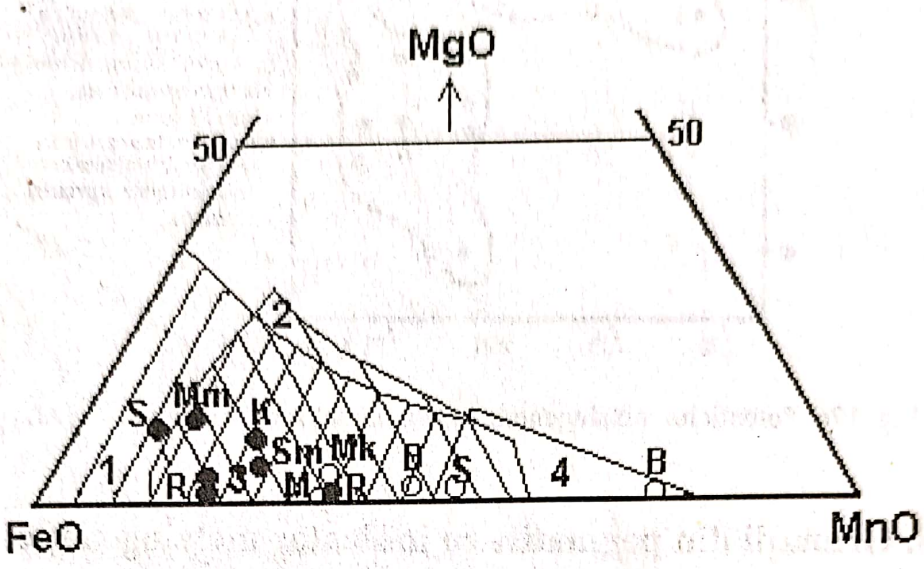


Fig.177. Câmpurile compoziţionale ale granaţilor din diferite pegmatite: 1 - formaţiunea micaferă A; 2 - formaţiunea micaferă B; 3, formaţiunea micaferă cu elemente rare; 4 - formaţiunea pegmatitică cu elemente rare (după Salie, 1975).

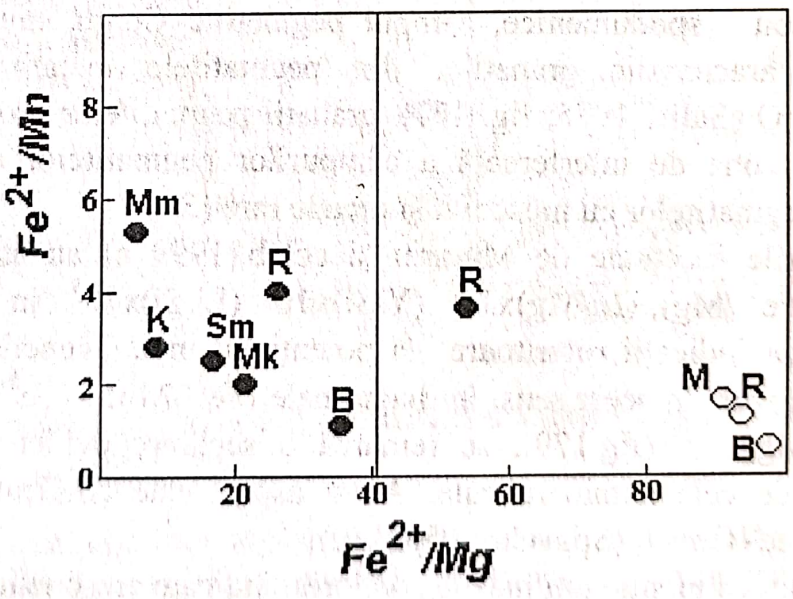


Fig.178. Proiecţia valorilor Fe^{2+}/Mn şi Fe^{2+}/Mg pentru granaţii din pegmatitele nemineralizate (•) şi mineralizate (○); R - granaţi din pegmatitele provinciei Carpatice din România.

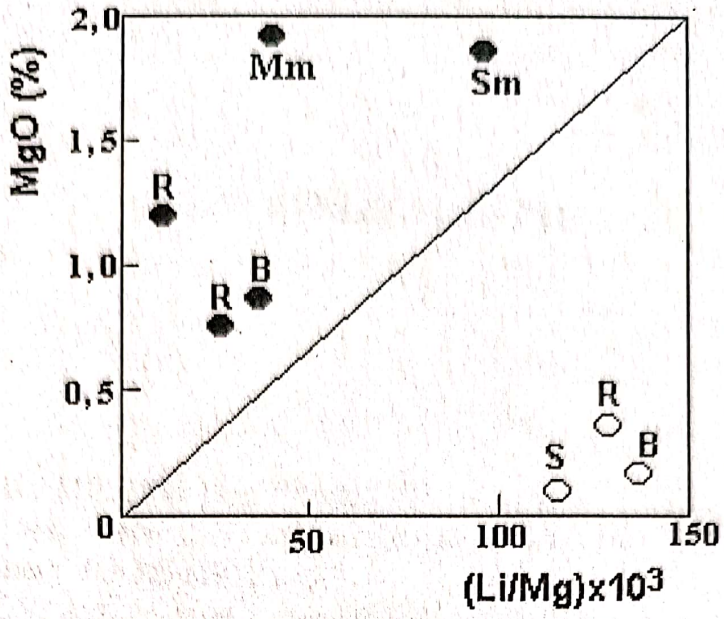


Fig.179. Proiecţia valorilor MgO şi $(Li^{+}/Mg)x10^{3}$ pentru granaţii din pegmatitele nemineralizate (●) şi mineralizate (○); R - granaţi din pegmatitele provinciei Carpatice din România.

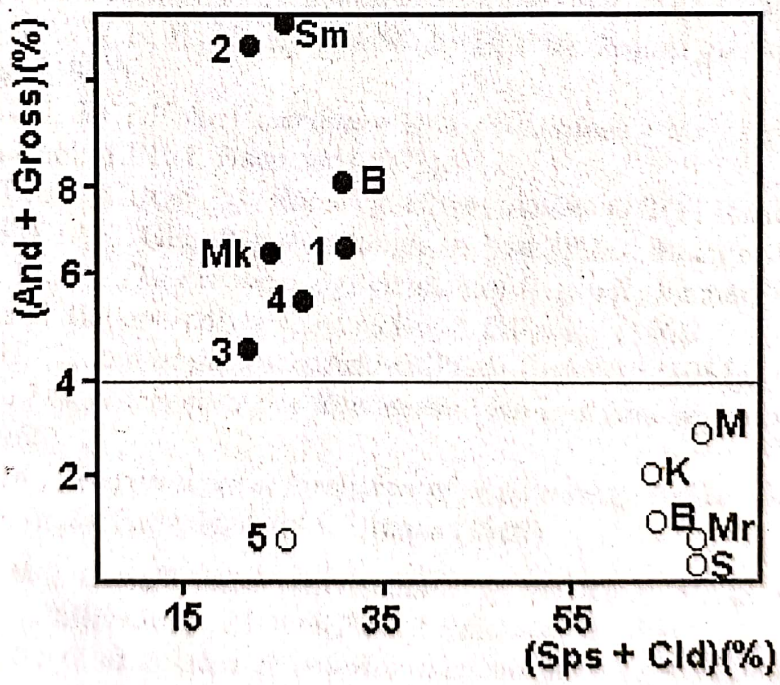


Fig.180. Proiecţia valorilor (And+Gross) şi (Sps+Cld) pentru granaţii din pegmatitele nemineralizate (●) şi mineralizate (○).Granaţi din pegmatitele provinciei Carpatice: *1, 2, 3, 4* - pegmatite nemineralizate (feldspatice; micafere); *5* - pegmatite mineralizate (albit-spodumenice).

Scanned with OKEN Scanner

BIBLIOGRAFIE

ABRAHAM, K., MIELKE, H., POVONDRA, P., *On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg series,W. Germany (NE-Bavaria,* N.Jb.Mineral.Mh.H5 (1972).

ALEXANDROV, A.,L., *Geotermometr Bartha – petrohimiceskii metod rasciota sostava palevoşpatovîh faz.* Geohimiia, 7, Moskva (1968).

ANDERSON, S., D., ČERNÝ, P., HALDEN., N., M., CHAPMAN., R., UHER, P., *The Yitt-B pegmatite swarm at Bernic Lake, Southeastern Manitoba: A geochemical and parageneticaI anomaly*, Canad.Mineral., 36 (1998).

ANDREI, A., *Raport geologic*, Arhiva IPGG, Bucureşti (1967).

ANDREI, A., POPOVICI, I., *Raport geologic*, Arhiva IPGG, Bucureşti (1969).

ANDREI, A., MATSCH, E., HÂRTOPANU PAULINA, *Raport geologic,* Arhiva IPGG, Bucureşti (1973).

APOSTOLESCU, RODICA, *Contribuţie la studiul micelor de Voineasa – Cataract,* D.s.Inst.Geol., LIXI/1, Bucureşti (1973).

APOSTOLOIU, A., ARION, M., *Raport geologic,* Arhiva IPGG., Bucureşti (1981).

ARION, M., STOIAN., GH., *Raport geologic,* Arhiva IPGG., Bucureşti (1986).

ATHERTON, M., P., *The chemical significance of isograds*, Pitcher, W., S., Flin (Ed.). Controls of Metamorphism. Oliver&Boyd, Edinburg (1966).

AVRAMESCU, C., *Raport geologic*, Arhiva IPGG, Bucureşti (1961).

BAAL, T., K., *The geochemistry of Randensund banded gneisses*, Norsk.Geol.Tidsskr., Oslo (1966).

BABU, V.,R.,M., *Temperatures of formation of pegmatites of Nellore Mica-Belt, Andhra Pradesh, India,* Econ.Geol.,64,1, Urbana (1969).

BAILEY, S., W., *Classification and stucture of the mica; Micas (S.W.Bailey ed.),* Reviews in Mineralogy, Mineral.Soc.of America, 13 (1984).

BALINTONI, I., *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*, Ed. Carpatica, Cluj-Napoca (1997).

BALINTONI, I., BERZA, T., HANN, H., P, IANCU VIORICA, KRAUTNER, H., G., UDUBAŞA, GH., *Precambrian Metamorphics in the South Carpathians, Guide to Excursion*, Inst.Geol.Geofiz., Bucureşti (1989).

BALINTONI, I., BINDEA, G., *The Deformational History of the Quartz – Milonite from Medium Grade Rebra Series (East Carpathians, Romania),* 16th General Meeting of IMA, Pisa, Italia (1994).

Inv. 152402

Scanned with OKEN Scanner

BURNS, P.,K., MAC DONALD, D.,I., HAWTHORNE., F.,C., *The crystal chemistry of manganese-bearing elbaite*, Canad.Mineral., 32 (1994).

BURRI, C., *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter – Grundlage*, Stuttgart, 1959.

BURT, D., M., *Vector representation of tourmaline composition*, Amer.Mineral., 74 (1989).

BUŞLIAKOV, I., N., *Soderjanie titana v amfibolah i biotitah iz granitoidov kak pokazateli uslovii ih formirovaniia*, Dokl.A.N., SSSR, 186, 4, Moskva (1969).

BUZGAR, N., *Studiul mineralogic şi petrografic al intruziunilor de Codru dintre Bistra şi Gârda*, Ed.Corson, Iaşi, 2000.

CAMERON, E., N., JAHNS, R., H., McNAIR, A, H., PAGE, L., R., *Internal structure of granitic pegmatites*, Econ.Geol., Monogr, 2, Urbana (1949).

CARR, M., M., TUREKIAN, K., K., *The geochemistry of cobalt*, Geochim.Cosmochim. Acta, 23, ½, London (1961).

CAVARETTA, G., PUXEDD, M., *Schörl-dravite-feridravite tourmalines deposited by hidrotermal magmatic fluids during the early evolution of the Larderello geothermal field, Italia*, Econ.Geol.,85 (1990).

CÂMPEANU, ŞT., CÂMPEANU, NADIA, , *Raport geologic*, arhiva IPGG., Bucureşti (1966).

ČECH, F., MISAR, Z., POVONDRA, P., *A green lead-containing orthoclase*, Tscherm Min.Petr.Mitt., 15 (1971).

ČERNA, I., ČERNÝ, P., FERGOSON, R., B., *The Tanco Pegmatite of Bernik Lake, Manitoba, III. Ambligonite-montebrasite*, Canad. Mineral., 11 (1972).

ČERNÝ, P., *A calcium-rich pegmatite garnet from Czechoslovakia*, N.Jb.Mineral., Mh. (1971).

ČERNÝ, P., *Alkali variation in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications*, N.Jb.Mineral., Abh., 123 (1975).

ČERNÝ, P., *Petrogenensis of granitic pegmatites, In P Černý (Ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineral. Assoc. Canada, Short Course , Handbook, 8 (1982a).

ČERNÝ, P., *Anatomy and classification of granitic pegmatites; In P. Černý (Ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineral.Assoc.Canada, Short Course , Handbook, 8 (1982b).

ČERNÝ, P., *The Tanco pegmatite at Bernik Lake, southeastern Manitoba. In P. Černý (Ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineral.Assoc.Canad., Short Course, Handbook, 8 (1982c).

ČERNÝ, P., *Mineralogy of rubidium and cesium; In P. Černý (Ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineral.Assoc. Canad., Short Course, Handbook, 8 (1982c).

ČERNÝ, P., *Rare element granitic pegmatites, Part I: Anatomy and internel evolution of pegmatitic deposits*, Geosci Canada, 18 (1991a).

ČERNÝ, P., *Rare element granitic pegmatites, Part II: Regional to global environments and petrogenesis*, Geosci Canada, 18 (1991b).

ČERNÝ, P., *Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields:is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?*, Precambr. Res., 51, Amsterdam (1991c).

Scanned with OKEN Scanner

HEIR, K., S., TAYLOR, S., R., *Distribution of Li, Na, K, Rb, Ca, Pb and Tl in southern Norwergien pre-Cambrian alkali feldspars,* Geochim.Cosmochim.Acta, 15, 4, London (1959).

HODGES, K., V., SPEAR, F., S., *Geothermometry, gebarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt.Moosilauke, New Hampshire,* Amer. Mineral., 67 (1984).

HOFMEISTER, A., ROSSMAN, G., *A spectroscopic study of the iradiation color of amazonite: structurally hidrous, Pb-bearing feldspar,* Amer.Mineral., 70 (1985).

HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHZAY, B., DYAR, M.D., GUIDOTTI, C.V., DUTROW, B.L. *Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parametres and a natural specimen data set from Main,* Amer.Mineral., 82 (1998).

HOVORKA, D., SPISIAK, J., *Medium-grade metamophic of the Gemeric Unit (CentralWestern Carpathians), Mineral.Slovaca, Monograph: Geological evolution of the Western Carphatians,* Bratislava (1997).

IANCU, O., G., *Petrogeneza insulei cristaline Buziaş-Sacoşul Mare (NW Munţilor Semenic),* Ed.Univ."Al.I.Cuza", Iaşi, 2000.

IANCU VIORICA, *Policiclic Deformations and Metamorphism of some Crystalline Rocks of the South Carpathians,* An.Inst.Geol.Geofiz., 61, Bucureşti (1983).

IANCU VIORICA, BALINTONI, I., *The Mineral Assemblages and Paragenesis in the Metamorphics of Baia de Arieş Group Apuseni Mountains,* In: Mineral Parageneses, Teophrastus Publications, Athens (1986).

IANCU VIORICA, MĂRUNŢIU, M., *Pre-alpine Litho-tectonic Units and Related Shear Zones in the Basement of the Getic – Supragetic Nappes (South Carpathians),* Rom.J.Tectonics and reg.Geol., 75, Suppl.2, Bucureşti (1994).

IANOVICI, V., *Étude minéralogique sur les micas de la région de Voineasa dans les Monts Lotru,* Anal.Sci.Univ.Jassy, XXV, 2 (1939).

IANOVICI, V., BORCOŞ., M., BLEAHU., M., PATRULIUS., D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H., *Geologia Munţilor Apuseni,* Ed.Academiei, Bucureşti (1976).

IOSOF, V., POMÂRLEANU, V., HÂRTOPANU, I., MURARIU, T., HÂRTOPANU PAULINA, CONSTANTINESCU, R., MOVILEANU AURELIA, DUMITRESCU MARIA, MÂNZATU SILVIA, TIEPAC, I., *Raport geologic,* Arhiva IGG, Bucureşti (1975).

JAFFE, W., H., *The role of Yttrium and other minor elements in the garnet group* , Amer.Mineral.,36, Washington (1951).

JAHNS, R., H., *The study of pegmatites,* Econ.Geol., Annivers.Volume, Urbana (Ilinois) (1955).

JAHNS, R., H., *Internal evolution of granitic pegmatites*; *In P. Černý (Ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry,* Mineral.Assoc. Canad., Short Course, Handbook, 8 (1982).

JIROV, K., K., STIŞOV, S., M., *K geohimii proţessa amazonitizaţii,* Geohimiia, 1, Moskva (1965).

JOBIN-BEVANS, S., ČERNÝ, P., *The beryllian cordierite+beryl +spessartine assemblage, and secondary beryl in alrered cordierite, Greer Lake granitic pegmatites, Southeastern Manitoba,* Canad.Mineral., 36 (1998).

Scanned with OKEN Scanner

NIKITIN, V., D., *Particularităţile mineralizaţiei de metale rare din filoanele pegmatitice*, Anal.Rom. Sov., geol.geogr., 4, Bucureşti (1957).

NIKONOROV, A., S., MIHAILOV, I., I., *Temperaturî obrazovaniia pegmatoidnîh struktur v sliudosnîh keramiceskih pegmatitah*, Geohimiia, 11, Moskva (1964).

NOCKOLDS, S., R., *The relation between composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks*, Amer.J.Sci., 245, New Haven (1947).

NOVÁK, M., POVONDRA, P., *Elbaite pegmatites in the Moldanubicum a new subtype of the rare-element class*, Mineral.Petrol., 55 (1995).

NUBER, B., SCHMETZER, K., *Stuctural 'refinement of tsilaisite (manganese tourmaline)*, N.Jb.Mineral., M.H (1984).

OFTEDAHL, I., *Scandium in biotite as a geologic termometer*, Norsk.Geol.Tidsskr., 32, Oslo (1943).

OMORI, K., *Analysis of the infrared absorbtion spectrum of alamandine-pirope garnet from Nijosar, Osaka Prefecture-Japan*, Amer.Mineral., 56 (1971).

ORVILLE, P.,H., *Petrology of several pegmatites in the Key Stone distict, Blak Hills, South Dakota*, Geol.Soc.Amer.Bull., 71 (1960).

ORVILLE, P.,H., *Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases*, Amer. Journ.Sci., 261, 3 (1963).

ORVILLE, P.,H., *Unit-cell parameters of the Microcline-low Albite and the Sanidine-high Albite solid solution series*, Amer.Mineral., 52 (1967).

PALIUC, G., *Étude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Montes Cimpii(Carpathes Méridionales)*, An.Inst.Geol., XVIII, Bucureşti (1937).

PARRY, W., T., HACKOWSKI, M., P., *Copper, lead and zinc in biotites from Basin and Range quartz monzonites*, Econ.Geol., 58, Urbana (1963).

PAVLIŞIN, V., I., *Tipomorfizm kvarţa, sliud i polevîh şpatov v endogenîh obrazovaniah*, Naukova dumka, Kiev (1983).

PEARCE, J., A., *Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries: Andesites, Chichester*, Wiley, London, 1982.

PERCIUK, L., L., *Prinţipî vliianiia temperaturî i davleniia na ravnovessia prirodnîh jelezo-magnezialinîh minerala*, Izd.A. N.SSSR., Geol., 12, Moskva (1968).

PERCIUK, L.,L., LAVRENŢEVA, I., V., *Experimental investigation of exchange equelibria in the system cordierit-garnat-biotite*, In: Kinetic and Equilibria in Mineral Reactions (ed.S.K.Saxena), Springer, 1983.

PITROPOV, O., GHEORGHIU, FL., RICMAN, C., *Raport geologic*, Arhiva IPGG, Bucureşti (1981).

POMÂRLEANU, V., *Inclusions fluides dans les cristaux de béryl des pegmatites de Roumanie*, Rev.roum.géol.géophys.géogr., Géologie, 13, 2, Bucureşti (1969).

POMÂRLEANU, V., *Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România*, Ed.Academiei, Bucureşti (1971).

POMÂRLEANU, V., BARBU ALEXANDRINA, APOSTOLUIU, A., PRUNESCU, ŞT., *Contribuţii asupra genezei spodumenu-lui din unele pegmatite din Munţii Lotru-Cibin*, Anal.şt.Univ „Al.I.Cuza", IIb, XIII, Iaşi (1967).

POMÂRLEANU, V., MÂNZĂRARU JUDE LIDIA, *Sur les inclusions fluides présentes dans les cristaux d'apatite de quelques pegmatites de Roumanie*, Acta.Geol.Acad.Scie.Hung., 14, Budapest (1970).

POMÂRLEANU, V., MOVILEANU AURELIA, *Temperatura de formare a muscovitului din diverse pegmatite*. Rev.Minelor, 10, Bucureşti (1968).

Scanned with OKEN Scanner

VLASOV, K., A., *Texturno-parageneticeskaia klassificaţiia granitnîh pegmatitov,* Izv.A.N., SSSR, Geol., 2, Moskva (1952).

VLASOV, K., A., *Prinţipî klassifikaţii granitnîh pegmatitov i ih textur-noparageneticeskie tipî,* Izv.A.N.SSSR., Geol., 1, Moskva (1961).

VOGT, J., H., L., *Über anchi-monomineralische and anchi-eutektische Eruptivgesteine,* Vidensk Selsk, Skr.Kristiana, M-N.K1, 10 (1908).

WAKITA, H., SHIBAO, K., NAGASHIMA, K., *Yttrian spessartine from Suishoyama, Fukushima Prefecture, Japan,* Amer.Mineral., 65 (1969).

WEDEPOHL, K., H., *Handbook of Geochemistry,*II, 4, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York (1974).

WERDING, G., SCHREYER, W., *Alkali-free tourmaline în the system* MgO-Al_2O_3-SiO_2-B_2O_3-H_2O, Geochim.Cosmochim.Acta, 48 (1984).

WINKLER, H., G., F., *Petrogenesis of Metamophic Rocks,* Springer-Verlag, Berlin, 1976.

WONES, D., R., *Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite,* Amer.Mineral., 48, Richmund (1963).

WONES, D., R., EUGSTER, H., P., *Stability of biotite: experiment, theory and application,* Amer.Mineral., 50, Richmond (1965).

WONES, D. R., GILBERT, C. M. *Amphiboles in the igneous environment. In D. R. Veblen & P. H. Ribbe, Ed., Amphiboles: petrology and experimental phase relations*, Reviews in Mineralogy, 9B, Miner.Soc. of America, Washington (1982).

WRIGHT, TH., *X ray and optical study of alkali feldspar: II An X ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections,* Amer.Mineral., 53 (1968).

WRIGHT, TH., STEWARD, D., *X ray and optical study of alkali feldspars: Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2θ,* Amer.Mineral., 53 (1968).

ZAGORSKI, V., E., KUZNEŢOVA, L.,G., *Geohimiia spodumenovîh pegmatitov i şcelocino redkometalinîh metasomatitov*, Izd.Nauka, Novosibirsk, 1990.

ZAKRUTKIN, V., V., GRIGORENKO, M., V., *Titan i şceloci v biotitah pri metamorfizme*, Dokl.A.N.SSSR., 178, 3, Moskva (1968).

ZNAMENSKI, E., V., MAGAKON, V., M., MAGAKON, L., D., ŞMAKIN, B., M., *Titan, Niobii, Tantal, Ţirkonii i Gafnii v sliudah muscovitovîh pegmatitov. Geohimiia pegmatitov vostocinoi Sibiri*, Izd.Nauka, Moskva, 1971.

ZUSSMAN, I., *Physical Methods in Determinative Mineralogy*, Acad. Press, London, 1969.

YOUNG, R., S., *The geochemistry of cobalt,* Geochim.Cosmochim. Acta, 13, 1, London (1957).

Scanned with OKEN Scanner

THE GEOCHEMISTRY OF PEGMATITES FROM ROMANIA

ABSTRACT

Pegmatites have always aroused the researcher's interest by their interesting features, regarding structure, petrography, mineralogy, geochemistry, metallogenetic potential and genesis. As these rocks are connected with quartz, feldspars, mica, rare and radioactive metals (Li, Rb, Cs, Be, REE, Zr, Nb; U, Th), pegmatites have constituted for a long time the object of economic researches

In the Romanian Carpathian area it is known a large pegmatite Province (PPC), consisting of several subprovinces, as follows: Preluca (PPS), Rodna (RPS), Gilău – Muntele Mare (G-MMPS) and Getică (GPS). The PPC pegmatites have a granite type composition and are considered to be of metamorphic origin. The metamorphic genesis of pegmatites assumes parallel or successive display of distinctive genetically processes through the same rock pile undergoing metamorphism. The pegmatites resulting from metasometic anatectic processes and lateral secretion.

The pegmatites are hosted within Precambrian metamorphic rocks, typical of amphibolitic facies: paragneisses, micashists, amphibolites, crystalline marbles, usually associated with migmatites, which belong to the mesometamorphic series: Baia de Arieş, Rebra, Someş, Sebeş – Lotru. The geothermobarometrycal conditions for the metamorphic rocks are: 720 ... 424^{0}C and 11-4 kbars and the pegmatite rock-forming minerals are crystallized between 675 and 250^{0}C. The geothemometrical values were obtained using the following geothermometers: two feldspar, muscovite-paragonite system, garnet+biotite, Sc in biotite, Li in biotite, the correlation between Fe/Fe+Mg and fO_2, garnet+amphibole.

The investigations of the proper morphological characteristics of pegmatites (lenses, concordant veins, nests, dykes) and their contact with surrounding rocks (their sharp or grading contacts) suggest the coexistence of several genetic types of metamorphic pegmatites.

The pegmatites bodies of the PPC can be zoned, the zonation being complete, noncomplete, symmetric, asymmetric, simple or complex (*after* Cameron et al.). The structure can be graphical, large grained or in blocks. Petrographic and

Scanned with OKEN Scanner

geochemical studies of graphic textures show that they occurred commonly as a result of selective replacement of feldspar by quartz. Normative quartz varies between 21 – 38.7 % and feldspars represent 61.3 – 76.1 %.

The pegmatites from the Carpathian Province have a simple mineralogy and low rare-elements contents, which are characteristic features of the metamorphic type pegmatites. The geochemical study and the resulting diagrams indicate a simultaneous evolution of pegmatites and surrounding paragneisses and micashists during metamorphic processes. Relations or connections with granite intrusions are not noticed. The main mineral phase of the pegmatites consists of quartz + acide plagioclase + microcline + muscovite ± spodumene. As accessory minerals occur: garnets, biotite, tourmaline, apathite, beryl, columbite - tantalite, montebrasite, purpurite, rutile, triphilite - lithiofilite, cassiterite, monazite, zircon, ilmenite, kyanite, sillimanite, andalusite, amphiboles etc.

On the basis of mineralogical and geochemical features the pegmatites from Carpathian Province belong to the following classes: (1) feldspar pegmatites; (2) mica-bearing pegmatites and (3) rare-element pegmatites, which include two types: (3a) beryl type (± columbite, tantalite, montebrasite) and (3b) albite-spodumene type (+ tantalite, columbite, beryl, cassiterite, purpurite). The beryl type pegmatites occur in the Apuseni Mts (Gilău - Muntele Mare pegmatite subprovince) and in the Southern Carpathians (Getic pegmatite subprovince), while the albite – spodumene pegmatites occur only in the latter one (Conțu field – Cibin Mts, Getic pegmatite subprovince). The beryl type (Teregova –Semenic Mts; Pietrele Albe, Streaja, Despina –Lotru Mts) is characterized by a relatively simple mineralization: Be (0.002-0.028 %) accompanied by Nb, Ta, Li. Albite – spodumene type have two principal characteristics: a composition with albite ($Ab_{93,3}$ – $Ab_{93,7}$) and quartz dominant over spodumene and K-feldspar and nearly uniform homogeneous internal structure. Mineralization of the albite - spodumene pegmatites from Conțu field is restricted to substantial lithium (0.84-2.88 % Li_2O). The lithium source from the albite – spodumene pegmatites from Conțu area is due to the premetamorphic clay sediments where lithium was present in significant amounts.

The quantitative geochemical distribution of major elements in pegmatite minerals within the Carpathians Province shows:

– high contents of SiO_2 in albite, oligoclase, microcline, beryl and spodumene and lower, but essentially constant contents in biotite, tourmaline and garnet; according to the SiO_2 content, the muscovite ranges between feldspars and the iron-rich minerals (garnet, biotite, tourmaline);

– high participation of Al_2O_3 in muscovite, tourmaline and lower, but largely constant in feldspar, biotite, garnet and beryl;

– prevalence of the ferrous oxide over ferric oxide in muscovite, biotite, tourmaline, garnet; biotite and garnet display high contents of FeO, while the feldspars are characterized by very low contents of Fe;

Scanned with OKEN Scanner

– magnesium concentration in some iron-rich minerals (biotite, tourmaline) and a positive correlation between the Mg and Fe^{2+} contents in muscovite, biotite and tourmaline;

– high content of alkali elements in feldspars, muscovite, biotite and a positive correlation between SiO_2 and Na_2O contents in these minerals;

– high participation of Mn in garnet, with the highest values in the garnet of the albite-spodumene pegmatites;

– titanium contents are typical of the minerals from metamorphic pegmatites.

The chemical analyses performed on the pegmatites of the Carpathian Province and on their rock-forming minerals show significant trends in the geochemical evolution of pegmatitic formation. Thus, the studies suggest that the pegmatite genesis is mostly reflected in the alkalinity and acidity changes, during crystallization: Na, Ca (I) → K, Na (II) → K (III) → OH (IV) → Na ± Li, Be (V) → Si (VI). In this case, the replacement of the mineral associations during the pegmatitic genesis, was determined by the following change of the geochemical medium: calkalkaline (I) → alkaline (II, III) → neutral (IV) → alkaline (V) → acid (VI). The alkali significance within this process is established by the aid of the alkali oxides percentage contents (K_2O, Na_2O, Li_2O) and of the relative alkalinity (Ar) of pegmatites and at their constituent minerals. The obtained data reveal high contents of alkali oxides in the feldspar pegmatites and low contents in the albite – spodumene pegmatites. The mica-bearing pegmatites and the graphic pegmatites range between these extreme values. The alkali geochemistry within pegmatite genesis is suggestively represented in the alkalinity diagram (Na_2O : K_2O) and the alkalinity:acidity diagram ($K_2O+Na_2O+Li_2O$):SiO_2. The alkalinity diagram divides the analysed data in four different fields, characteristic for the Carpathian Province pegmatites: potassium-pegmatites, sodium-pegmatites, mica-bearing pegmatites and lithium-pegmatites. The diagram also shows a larger dispersion of sodium-pegmatites and a more restrained one for the lithium pegmatites. According to the containing feldspar composition, the mica-bearing pegmatites are situated closer to sodium-pegmatites or to the potassium pegmatites. The alkalinity:acidity diagram divides the Carpathian Province pegmatites into three fields : potassic, sodic and with lithium. Interesting are the high alkali contents in the potassium pegmatites and the much larger SiO_2 variable field in the sodium pegmatites. The chemical composition of the feldspar from the graphic intergrowth places the graphic pegmatites in the potassic field or in the sodium field. These aspects are also confirmed by the values Or, Ab, An, Q, A, N, K, C projected in the ternary diagrams Or:Ab:An; Or : (Ab+An) : Q and in the binary diagram A/NK : A/CNK. The alkalinity of the Carpathian Province pegmatites is determined by microcline (± perthite), albite, oligoclase, muscovite, biotite; beryl (Na-beryl type: R_2O >1) and montebrasite (shows a sodium content close to the natromontebrasite).

Scanned with OKEN Scanner

The relative alkalinity (Ar) values provided by the major elements analysis confirm the importance of the alkali metals into pegmatitogenesis. Thus, an important relative alkalinity increase appears from the lithium pegmatites (0.72) to the mica–bearing pegmatites (0.86), the highest values being proper to the feldspars-pegmatites (1.17-1.67). The alkalinity of the pegmatites and of their micashist (1.05) and paragneisses (0.92) host rocks is closed to that of the feldspar-pegmatites and mica-bearing pegmatites, fact that confirms the common origin of them all. The relative alkalinity (Ar) values of rock-forming minerals decrease as follows: microcline (2.79) > muscovite (1.95) > biotite (1.82) > albite (1.57) > oligoclase (1.53) > spodumene (0.63) > tourmaline (0.36) > garnet (0.14).

The geochemical study of the pegmatite rock-forming minerals (PPC) show that the feldspars, quartz, muscovite, biotite, tourmaline, garnets, spodumene and apathite are the minerals which determine the presence of the major elements: O, Si, Al, K, Na, Fe, Mg, Mn, Ca, Li, H, B, P. These represent about 98% from pegmatites bodies volume.

The quartz (98.1-99.9 % SiO_2) occurs as xenomorphic crystals with rolled extinction, within the variable granulation zones. In the intermediate and central zones of the veins it forms either a continuous band or disparate blocks. The bore content of quartz can be used as genetical indicator.

The feldspars from the Carpathian Province pegmatites include orthoclase, microcline (±perthite), albite and oligoclase. The K-feldspars are usually a microcline (MM > IM) with a characteristic twinning and high triclinity (Δ=0.62-1.00). The quantity of K-feldspars increase with some exceptions from the edge towards the inner part of the bodies. In the marginal zones it forms sometimes fine graphic concentrations with quartz and in the intermediate zones it reaches maximum dimensions forming the block structure. The crystals are sometimes broken and cemented with quartz and albite , minerals which form veilets within feldspar. K-feldspars are macro – and microperthites. From the genetic point of view, they represent exsolution, exsolution – segregation and segregation – metasomatic perthites (films, spindles, fine strings, bands, rough bands to patches). The plagioclase feldspar is represented by albite (87.1-98.2% Ab) and subordinated by oligoclase ($An_{12.2}$-$An_{16.8}$). It is polysynthetic twinned and sometimes sericitized. It includes quartz grains and muscovite lamellas. The feldspars are characterized by high alkali contents and rather constant values of SiO_2 and Al_2O_3. The normative composition displays the feldspars in the Or : Ab : An diagram in the low temperature crystal stable field. Feldspars provide suitable hosts for Rb, Pb, Li (incompatible minore elements), Ba, Sr (compatible minor elements) in alkali position (*M*), and B, Fe^{3+} in the tetrahedral co-ordinated position (*T*).

After feldspars and quartz, micas are the third most abundant constituents of many pegmatite types for the Carpathian Province. The significance of mica occurrences in pegmatites is manifold. White micas are usually the main

Scanned with OKEN Scanner

component responsible for the peraluminous nature of pegmatite bulk composition and ferromagnesian micas are commonly the only mafic minerals in the more primitive pegmatite types. Micas occur in several generations and show a high alkalinity, with the predominance of K over Na. Muscovite occurs in large lamellas with the diameter from 1 to 30 cm, forming sets of thick layers grouped in nests, spread irregularly in pegmatite mass. In the micas classification diagram, the muscovite is situated close to the ideal composition point. The chemical analysis of muscovite show constant and high contents of SiO_2 (44.42-46.63 %) and Al_2O_3 (34.13-36.8 %) and low values of MnO (0.01-0.12 %) and CaO (0.01-1.04 %). The prevalence of FeO over Fe_2O_3 is also obvious. The content in TiO_2 (0,02-0,64 %) is characteristic of muscovite in metamorphic pegmatites. Muscovite associated with spodumene have the lowest MgO content (0.05 %). The chemistry of white mica is characterized by a cation deficiency in the interlayer site [Σ (K + Na + Ca) < 0,2 apfu]. In the analysed muscovite, the correlations Na_2O : K_2O and (FeO+Fe_2O_3) : TiO_2 are positive. The substitutions : alkali deficiently, Tschermak, di-trioctahedral are commonly found in muscovite. Muscovite is caracterized by the $2M_1$ and subordonated 3T polytypes. Biotite is much less abundent than muscovite. Biotite forms lamellas with variable dimensions, having the diameter from 1 to 20 cm. It is sometimes intergrown with muscovite. Replacement of pegmatitic biotite is also widespread in B – enriched pegmatites. The chemical analyses of biotite show important contents for FeO (13.09-21.42 %) and MgO (5.83-13.92 %). The content of TiO_2 (0.3-1.5 %) is characteristic of biotite in metamorphic pegmatites. Between TiO_2 and (FeO + Fe_2O_3), (Na_2O + K_2O) there is a direct correlation. The inverse corelations: Si_{IV}^{4+} : Al_{IV}^{3+} and $(Fe^{2+} + Mn + Mg)_{VI}$: Al_{VI}^{3+} emphasize the Tschermak substitution : $(Fe^{2+} + Mn + Mg)_{VI} + Si_{IV} = Al_{IV}^{3+} + Al_{VI}^{3+}$. The biotite distribution according to the alkalinity groups, in the Si/Al : (Mg + Fe/Al) diagram displays the biotites in the alkalinity fields I and II, close to eastonite and siderophylite. On the Foster's diagram , pegmatite biotite is plotted nearly to siderophylite point and metamorphic pegmatitic biotite is placed into Fe-biotite field. On the Al_T : Mg diagram, biotites of PPC are placed into peraluminous field (*P*). The content of TiO_2 and K_2O from metamorphic biotite is typical of biotite from amphibolitic facies.

Tourmaline is a common accesory mineral in pegmatites from PPC. Tourmaline is a structurally and chemically complex borosilicate mineral that has the general formula: $XY_3Z_6[T_6O_{18}]$ $(BO_3)_3V_3W$. Schörl – dravite tourmaline (exchange vector $MgFe_{-1}$; 63.07-94,05 % schörl and 2.82-15.28 % dravite) appears in length from a few mm to more than 25 cm. Tourmaline includes grains of quartz, feldspar, muscovite and fine crystals of apathite and zircon. Compositional zonation is visible in transmitted light, with a blue – yellow core and greenish rim. The chemical composition of the tourmaline shows either constant or high contents of Al_2O_3 (32.63-37.05 %) and low values of MnO (0.06-0,32 %), CaO (0.24-2.10 %),

Scanned with OKEN Scanner

Na_2O (0.24-1.72 %) and K_2O (0.11-1,04 %). The prevalence of FeO over Fe_2O_3 and Na_2O over K_2O is also obvious. The content in B_2O_3 is highly variable (3.98 – 10.71 %). The *X* – site may be occupied by Na, K, Ca and □ and hence we may readily represent this compositional variation on a triangular diagram that divides tourmaline into three principal groups: alkali tourmaline, calcic tourmaline and *X* – site vacance tourmaline. The principal constituents of the *Y* – site are Fe^{2+}, Mg, Al and Fe^{3+}. The *Z* – site is occupied dominantly by trivalent cations, most commonly Al. The Fe/(Fe+Mg) ratio increases with Al in the *Y* – site. Negative correlation of Al_T with Si and (Fe + Mg + Mn) is in accordance with the (Mg, Fe). $_1Si_{-1}Al_2$ substitution scheme and it explaines the presence of tetrahedral Al. The elbaite substitution is neglijible. Most of the tourmaline compositions fall between the proton – and alkali – deficient exchange vector. *X* – site cation totals (Na + Ca + K) vary from 0,18 to 0,85 apfu thus indicating the presence of vacances on this site. Tourmaline has a limited uvite component with Ca (0.04-0.68 apfu). The incorporation of Ca appears to be controlled by one ore more of the substitutions: $CaMgO□_{-1}Al_{-1}(OH)_{-1}$, $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$, $CaONa_{-1}(OH)_{-1}$ and $CaMg_2(OH)Na_{-1}Al_{-2}O_{-1}$. Calculated Fe/(Fe+Mg) ratio varies from 0,63 to 0,98. Between *F* and *M* parameters there is inverset correlation. The chemical variation of tourmaline composition is pointed out by the internal zonation. Tourmalines within host micashists display almost identical compositions and zonation pattern as the majority of pegmatite tourmalines.

Garnets, the almandine – spessartine variety (56.2-69, 5 % Alm; 8.2-38.6 % Sps) appear as xenomorph crystals, which associate with fine muscovite and biotite lamellas, quartz, tourmaline, feldspars, apathite in border or intermediate zones and on fractures. Many pegmatites contain a graphic intergrowth of quartz (22.94 %) and garnet (77.06 %). Garnet alteration to biotite or chlorite is known from primitive pegmatites. The garnet chemical analysis shows large contents of MnO (15.28 %), Y (1500 ppm), Li (250 ppm) in rare-element pegmatites and of CaO, MgO in feldspar and mica-bearing pegmatites as well. The garnet in the three types of pegmatites differ each other by the following geochemical parameters: $F = 100Fe_T/(Fe_T + Mg)$ and $M = 100Mg/(Fe^{2+} + Mg)$. The F parameter has the highest and the M parameter has the lowest values in the rare-element pegmatites. At the same time, the Fe^{2+}/Mg ratio is lower in the rare-element pegmatites, than are the same ratios in the feldspar and mica-bearing pegmatites.On the Alm:Prp:Sps diagram, the garnets from para-gneisses and micashists hosting the pegmatites are plotted within the field of amphibolitic facies. On the Ca(apfu):Mg /(MgO + FeO + MnO) metamorphic garnets confirm the presence of almandine, staurolite, kyanite and sillimanite zones for PPC.

Spodumene usually occurs as euhedral to subhedral prismatic or tabular crystals up to 70 cm in maximum dimension. Fresh spodumene is vitreous, transparent to translucent and usually with grey or grass green in colour. In the

Scanned with OKEN Scanner

analysed samples of spodumene, we detemined normal contents of SiO_2 and Al_2O_3 as well as lower values of Li_2O (5.29-6.70 %) due to the substitution of K, Na, Ca, Mg and H_3O^+ for Li and the presence of some inclusions. The crystalochemical formula confirm that the analysed spodumene is characterised by lower contents of lithium than the theoretical value.

Beryl (up to 11 kg) is scarcely found and appears as hexagonal prisms, also tabular, granular and massive, having a white-greenish up to green-bluish colour. In the beryl occuring in the Getic Subprovince pegmatites, BeO contents range beteewn 10.5-14.8 %, as the literature data for this mineral suppose to. SiO_2 contents are rather constant, while the higher contents of Al_2O_3 are due to the muscovite microinlusions. The possible substitutions into beryl are: Al^{3+}_{IV} by Fe^{3+}; Si^{4+} by P^{5+}, B^{3+}; Al^{3+} by Sc^{3+}, Cr^{3+}; Be^{2+} by Li^+ and the placement of molecular water in channels.

In the pegmatites from PPC, niobium – tantalum oxides minerals are represented by ferocolumbite (49.85-56,23 % Nb_2O_5 ; 12.14-13,42 % FeO) and ferotantalite (57.02-61.21 % Ta_2O_5; 12.60-13.42 % FeO). Their Mn/(Mn+Fe) ratio varies from 0.28-0.34 and Ta/(Ta+Nb) from 0.26- 0.86. The ternary (Nb+Ta) : (Fe + Mg) : (Ti + Sn + W) diagram confirms the high participation of Nb and Ta and low of Ti, Sn, W. The presence of Ti (0.06-2.1 % TiO_2), Sn (0.13-0,46 % SnO_2) and W (0.13-0.26 % WO_3) are owing to the substitution: $2R^{4+} = (Nb, Ta)^{5+} + Fe^{3+}$.

Montebrasite are common constituents of the inner zones and quartz-rich cores of zoned pegmatite (Teregova–Semenic Mts, Getic subprovince pegmatites). From Na_2O content (3.66-6.02 %), the analysed samples represent natromontebrasite (fremontite) varieties.

The amphiboles are found in basic pegmatites of Codru's intrusions from Apuseni Mountains. The normative composition of amphibole pegmatites is characterized by 53 % tschermakite and 47 % pargasite.

The geochemical distribution of minor elements within the minerals of Carpathian Province pegmatites (Li, Rb, Be, Ba, Sr, Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn, REE, B, Fe, Sc, Cr, Ga, Sn, Zr, Ge, V, Nb), emphasizes the following aspects:

– the minor elements display contents which are characteristic to metamorphic pegmatites and range between the limit values of isomorphic accumulation;

– barium concentration (as compatible ion), Pb and Rb concentration (as incompatible ions) in K-feldspars and Sr concentration (as a compatible ion) in plagioclase;

– beryllium accumulation in muscovite and plagioclases rather than in K-feldspars;

– micas'role in Li and Sn capture;

– garnet's importance in lanthanide accumulation: Y > Yb > La , also Zr and Ge;

Scanned with OKEN Scanner

– biotite's role in minor elements concentration, in the following order: Li > Sn > Co > Zn > Ni > Sc > Cr > Nb > Cu;

– rather high values of concentration coefficient (k) for: Sn, Co, Ga, Sc, Zn in tourmaline;

– OH – B correlation in micas;

– use of quartz B as a genetic indicator;

– low substitution of Pb for K in micas;

– low contents of Li, B, Co, Sn in feldspar;

– geochemical affinity of V, Sc, Cr for Fe and Mg in biotite and garnet;

– boron and gallium preference for the albite structure in the paragenesis: albite + K-feldspar;

– maximal accumulation of minor elements in the pegmatite minerals is realised as it follows: Li, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, V in biotite; Be, Ga, Sn, B in muscovite; REE, Zr, Ge, Sc in garnet; Rb, Pb, Ba in K-feldspars;

– the minor elements content is higher in the later minerals of pegmatitogenesis.

The rare metal lithium is a typical element of granitic pegmatites. During the first stage in geochemical evolution of pegmatitic process, lithium is isomorphically scattered in the crystal lattice of minerals and in the final stages (alkaline), it becomes a main element and forms proper minerals, among all spodumene being the most important one.

The lithium content of pegmatites from the Carpathian province is evidently increasing from the feldspar pegmatites and muscovite-bearing pegmatites to rare element pegmatites (the albite-spodumene pegmatite). The geochemical distribution of lithium in the minerals of the Carpathian province pegmatites revealed lower contents in quartz and feldspars as distinct from higher values in aluminium rich minerals (muscovite) and ferromagnesian minerals (biotite, garnet, tourmaline).

In Romanian pegmatites, biotite is the main mineral which concentrate lithium (1854 ppm). Lithium penetrates into biotite following an isomorphous substitution: $Li^{+} + Al_{VI}^{3+} = 2Mg_{VI}^{2+}$.

The geochemical distibution of lithium in muscovite shows lower values in the muscovite of feldspar pegmatites and an important concentration of this alkali rare-element in the green muscovite of the albite-spodumene complex from lithium pegmatites (648,2 ppm). The results we obtained point out that pegmatitic muscovite could be used as a metallogenetic indicator of pegmatites for rare elements. The presence of lithium in the muscovite structure is the result of the following isomorphous substitutions: $Al_{VI}^{3+} + Al_{IV}^{3+} + \square_{VI} = 2Li_{VI}^{+} + Si_{IV}^{4+}$; $Al_{VI}^{3+} + \square_{VI} = 3Li_{VI}^{+}$.

The garnets of the pegmatites from the Carpathian province contain less Li than biotite and much more than tourmaline and feldspars. The isomorphous

penetration in the crystal structure of garnet depends on their content in Fe and Mg. The diadochic exchange provides the presence of lithium in the analysed garnet with contents among 44 and 250 ppm. It takes place at low temperatures during the last alkali pegmatitic stage. The substitution of Mg for lithium in the analysed garnet is confirmed by the character of the following relation: Li (ppm)/Pyrop (mol.%). Within tourmaline from Romanian pegmatites, the lithium content varies from 3 to 158 ppm with the highest values in tourmaline of rare-element pegmatites.

In the zoned pegmatites, the lithium content increases from the minerals of the external zones to those of intermediate zones. Based on the concentration coefficient (k), the order in which lithium was acummulated in the minerals of the Carpathian province pegmatites is: biotite > garnet > muscovite > tourmaline > plagioclase > K-feldspars > quartz.

The rare alkali element rubidium does not form its own minerals, but occurs in significant amounts in potassium minerals. K-feldspars (291-363 ppm) and micas (304-1174 ppm) are the most important bearers of rubidium in Romanian granitic pegmatites. The highest values are typical of muscovite from albite-spodumene pegmatites (Conțu field, Cibin Mts). In coexisting K-feldspar + micas pairs, Rb is usually enriched in muscovite and biotite, because it enters the larger 12 coordinated K-site in mica structure, more easily than the more constrained K-site in feldspars. In the pegmatites from the Carpathian province, the highest values are characteristic for albite-spodumene type (Conțu field, Cibin Mts: 650-750 ppm). In feldspar and mica-bearing pegmatites, the rubidium concentration is lower (3-500 ppm); among these types, the potassium pegmatites are somewhat enriched in rubidium (250-500 ppm)

Beryllium is a typical lithophile element, which is known within all geochemical associations of the pegmatites of granitic composition. The unusual crystal-chemistry properties of beryllium result from its exceedingly small ionic radius coupled with its +2 ionic charge. The main feature of beryllium migration and concentration during the evolution of pegmatites is determined by its close association with volatile components of pegmatitic melts. beryllium along with volatiles and alkali metals (mostly Na) migrate as complexes. beryllim is first isomorphously dispersed as incompatible element into rock-forming minerals and accessory minerals, mostly whithin Al-rich minerals (muscovite, tourmaline).

In the Carpathian pegmatite province, the beryllium contents are evidently increasing from the graphic pegmatites : 1-5 ppm, feldspar pegmatites: 1-10 ppm and mica-bearing pegmatites: 3.6-25 ppm, to rare-element pegmatites: beryl type (28-280 ppm) and albite-spodumene type (60-220 ppm). The geochemical distribution of beryllium in the pegmatite minerals revealed lower contents in quartz (0.58-0.72 ppm), K-feldspars (1-2.6 ppm), garnets (1-4.5 ppm), biotite (1-5 ppm), spodumene (4.7 ppm) as distinct from higher values in aluminium rich

Scanned with OKEN Scanner

minerals: muscovite (85 ppm) and tourmaline (17.5 ppm). All these contents are characteristic for the minerals occurring in the metamorphic pegmatites. In Romanian pegmatites, muscovite is the main mineral to concentrate beryllium which penetrates into muscovite following the isomorphous substitutions:

$2Al_{IV}^{3+} = Be_{IV}^{2+} + Si_{IV}^{4+}$; $[SiO_4]^{4-} = [BeO_2(F, OH)]^{4-}$; $Si_{IV}^{4+} + K^{+} = Be_{IV}^{2+} + Li_{VI}^{+} + Ca^{2+}$. The beryllium content increases with the muscovite alkalinity. Other posible substitutions : $Si_{IV}^{4+} + 2Ca^{2+} = Be_{IV}^{2+} + 2R^{3+}$ (mostly in garnets and tourmaline); $Al_{IV}^{3+} + 2Ca^{2+} \leftrightarrow Be_{IV}^{2+} + TR^{3+}$. The ability of beryllium in substituting for silicon can explain the presence of beryllium traces in quartz from pegmatite of Gilău-Muntele Mare Subprovince (0,58-0,72 ppm Be). In the zoned pegmatites the Be content increases from the minerals of the external zones to those of the intermediate zones. The concentation coefficient (k) indicates the order of Be accumulation in the minerals of the Carpathian province pegmatites: muscovite > albite > tourmaline > spodumene > biotite > garnets > K-feldspars > quartz.

The metallogenetic potential for rare-elements in the Carpathian pegmatitic province can be assessed using geochemical criteria and representative diagrams for muscovite, garnets, tourmaline. The obtained results confirm the presence of mineralized pegmatites (albite-spodumene and beryl types) and unmineralized pegmatites (mica-bearing pegmatites and ceramic pegmatites respectively) as well. Thus, the values of $(Rb/K)x10^3$ (for bulk pegmatites and potassium minerals), $(Li/Mg)x10^3$ (for biotite and garnets), $(Mn/Fe)x10^3$ (for tourmaline) ratios make possible the differention of the mineralized and unmineralized pegmatites. Similar results have been obtained using the values of lithium (ppm), rubidium (ppm) from muscovite and K-feldspars. The values of Al_{IV} and Al_{VI} in muscovite place the pegmatites from Carpathian province in the following fields: rare-element pegmatites (Conțu field, Cibin Mts), rare-element muscovite pegmatites and muscovite-bearing pegmatite. Also, this aspect can be confirmed by the $Li:(Al_{IV} + Al_{VI})$ diagram for pegmatite muscovite. On the Al:Fe:Mg ternary discriminant diagram, all tourmaline compositions plot within the fields of tourmaline from Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites. The metallogenetic potential for rare-elements of pegmatites in the Carpathian province can be evaluated using some ternary diagrams for garnets (Prp:Alm:Sps and FeO:MgO:MnO).

Scanned with OKEN Scanner

CONTENTS

Preface 7

Foreword 9

1. GEOLOGICAL SETTING OF THE PEGMATITES FROM THE CARPHATIAN PROVINCE 11

1.1. The main occurences of the pegmatites from the Carpathian Province 11
1.1.1. Pegmatitic subprovince Preluca 11
1.1.2. Pegmatitic subprovince Rodna 17
1.1.3. Pegmatitic subprovince Getică 20
1.1.4. Pegmatitic subprovince Gilău - Muntele Mare 36
1.1.5. Pegmatites from Plopiş Mts 40
1.1.6. Pegmatites from Măgura Şimleului 41
1.1.7. Buziaş's crystalline pegmatites 41
1.1.8. Codru's intrusions pegmatites 41

1.2. Geochemical considerations upon pegmatite bearing-metamorphites 42
1.2.1. Paragneisses 42
1.2.2. Micashists 45
1.2.3. Amphibolites 47

2. GEOCHEMISTRY OF THE PEGMATITES FROM THE CARPATHIAN PROVINCE 69

2.1. Feldspars pegmatites and mica-bearing pegmatites 69
2.2. Rare-element pegmatites 76
2.2.1. Albite - spodumene pegmatites 77
2.2.2. Beryl pegmatites 82
2.3. Argillaceous pegmatites 85
2.4. Graphic pegmatites 85
2.4.1. Quartz and feldspars intergrouwth 85
2.4.2. Quartz and garnets intergrouwth 88

3. GEOCHEMISTRY OF MINERALS 90

3.1. Geochemistry of major elements 90
3.1.1. Quartz 90
3.1.2. Feldspars 91
3.1.3. Micas 113
3.1.4. Garnets 158
3.1.5. Tourmaline 179

Scanned with OKEN Scanner

3.1.6. Spodumene 197
3.1.7. Beryl 199
3.1.8. Columbite - tantalite group 202
3.1.9. Rutile 206
3.1.10. Montebrasite 207
3.1.11. Amphiboles 208
3.2. Geochemistry of minor elements 211

4. GEOTHERMOMETRY OF THE CARPATHIAN PEGMATITIC PROVINCE 269
4.1. Two feldspars geothermometer 269
4.2. Muscovite - paragonite system 274
4.3. The garnet + biotite geothermometer 279
4.4. Corelation Fe/(Fe+Mg): fO_2:T of biotite 281
4.5. Scandium content in biotite 283
4.6. Lithium content in biotite 286
4.7. The garnet + amphibole geothermometer 287

5. CLASSIFICATION AND GEOCHEMICAL PARTI CULARITIES OF PEGMATITE FORMING PROCESS FROM THE CARPATHIAN PROVINCE 292
5.1. Classification of pegmatites 292
5.2. Geochemical particularities of pegmatitic forming process 296

6. GEOCHEMICAL CONSIDERATIONS CONCERNING METALLO-GENETIC POTENTIAL FOR RARE ELEMENTS IN THE CARPATHIAN PEGMATITIC PROVINCE 303
6.1. $(Rb/K)x10^3$ ratio from pegmatites as metallogenetic indicator 303
6.2. $(Rb/K)x10^3$ ratio from potassic minerals of pegmatites as metallogenetic indicator 305
6.3. $(Li/K)x10^3$ ratio from biotite as metallogenetic indicator 305
6.4. Al_{IV} : Al_{VI} ratio from muscovite as metallogenetic indicator 308
6.5. Tourmaline from pegmatites as metallogenetic indicator 309
6.6. Lithium, rubidium and crystallization temperature of muscovite as metallo-genetic indicators 311
6.7. Li : (Al_{VI} + Al_{IV}) correlation from muscovite as metallogenetic indicator 312
6.8. Garnets from pegmatites as metallogenetic indicator 313

References 317

Abstract 345

Contents 355

Scanned with OKEN Scanner

ISBN 973-27-0806-9

Scanned with OKEN Scanner